Mitteil.
U. G. A.

35

ANNALES INSTITUTI REGI HUNGARICI GEOLOGICI

A MAGYAR KIRÁLYI FÖLDTANI INTÉZET

ÉVKÖNYVE

XXXV. KÖTET

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGJI

MAGYAR KIRÁLYI FÖLDTANI INTÉZET KIADÁSA

MITTEILUNGEN

AUS DEM JAHRBUCH DER KGL. UNGAR. GEOLOG. ANSTALT

BAND XXXV.

HERAUSGEGEBEN VON DER KÖNIGLICH UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT.

BUDAPEST, 1941.

Wpisano do inwentarza
ZAKŁADU GEOLOGJI
Dział B Nr. 167

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15007

1943.35

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGJI

Tartalomjegyzék
a XXXV. kötethez.

Inhaltsverzeichnis
für das Band XXXV.

1. Dr. Gróf Teleki Géza: A Zagorje-fensík bauxitja
Der Bauxit vom Zagorje-Hochland Dalmatien . . } 1—34

2. Dr. Mottl Mária: Pannonictis-végtagvizsgálatok
Untersuchungen an Pannonictis-Extremitäten . . } 35—72

3. Dr. Mottl Mária: Az interglaciálisok és interstadiálisok a magyarországi emlősfauna tükrében . . . .
Die Interglazial- und Interstadial-Zeiten im Lichte der ungarischen Säugetierfauna . . . . . } 73—112

4. Szelényi Tibor: Zur Geochemie des Heliums . . . } 112—164
Szelényi Tibor és
Csajághy Gábor: Magyar földigázok héliumtartalma . . . . } 165—176

5. Dr. Böhm Boleslaw: Fosszilis halmaradványok az erdélyi Kovászna és Kommandó környékéről . . . .
Die fossilen Fische von Kovászna und Kommando in Siebenbürgen . . . . } 177—203

6. Dr. Prinz Gyula: A Bolor . . . .
Der Bolor . . . . } 204 - 466

ANNALES INSTITUTI REGII HUNGARICI GEOLOGICI

A MAGYAR KIRÁLYI FÖLDTANI INTÉZET
ÉVKÖNYVE
XXXV. KÖTET, 1. FÜZET

A ZAGORJE-FENSÍK BAUXITJA

IRTA:
DR. GRÓF TELEKI GÉZA

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGJI

A MAGYAR KIRÁLYI FÖLDMÍVELÉSÜGYI MINISZTÉRIUM FENNHATÓSÁGA ALATT ÁLLÓ
M. KIR. FÖLDTANI INTÉZET KIADÁSA

MITTEILUNGEN
AUS DEM JAHRBUCH DER KGL. UNGAR. GEOLOG. ANSTALT
BAND XXXV, HEFT 1.

DER BAUXIT VOM ZAGORJE-HOCHLAND, DALMATIEN

(AUSZUG DES UNGARISCHEN TEXTES)

VON
DR. GRAF GÉZA TELEKI

HERAUSGEGEBEN VON DER DEM KGL. UNG. ACKERBAUMINISTERIUM UNTERSTEHENDEN
KÖNIGLICH UNGARISCEN GEOLOGISCHEN ANSTALT

BUDAPEST, 1940
STÁDIUM SAJTÓVÁLLALAT RÉSZVÉNYTÁRSASÁG

Wpisano do inwentarza
ZAKŁADU GEOLOGJI
Dział B Nr. 167
Dnia

Kézirat lezárva . . . . . 1940. X. 1.
Megjelent . . . . 1940. XI. 1.

A közlemény tartalmáért és fogalmazásáért a szerző felelős.

Manuskript abgeschlossen . . 1. X. 1940.
Erschienen . . . . 1. XI. 1940.

Für Inhalt und Form der Mitteilung ist der Autor verantwortlich.

Felelős kiadó: lóczi Lóczy Lajos dr.
Stádium Sajtóvállalat R.-T., Budapest V., Honvéd-u. 10.
Felelős: Győry Aladár igazgató.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

A ZAGORJE-FENSÍK BAUXITJA.

Dr. gróf Teleki Géza.

Az 1940. év pünkösdi ünnepei alatt alkalmam nyílt a Spalato és Sebenico között fekvő hegységvonulat és bauxitjának tanulmányozásra. A rendkívül érdekes bauxittelepülési viszonyok, melyek merően különböznek a magyarországiaktól — kivéve a nagyharsányi előfordulást — óriási felületi kiterjedéssel bírnak. A kopár karszton mindenütt láthatjuk sárgásvörös mállадékukat, melyet helyenként nagyobb kiterjedésű, sötétebb színezetű vörösagyagok, „terra rossa" foltok tarkítanak. Mielőtt azonban a bauxit tűzetesebb tárgyalására áttérnék, előbb a geológiai helyzetet kívánom röviden vázolni.

A spalatói tengeröbölből hirtelen emelkedéssel nő ki, mint egy várfal, az Opor és Mosor között kezdődő kopár fensík, a Zagorje, mely lassú emelkedéssel, karsztfensík-jellegét mindenütt megtartva, éri el a Moseć planina-t. E bauxitot hordozó fensík 400—420 m-es átlagmagasságát 450—500 m-es gerincek szelik át KDK—NyÉNy-i irányban. A geológiai és morfológiai csapásirány itt teljesen azonos és az előbb említett gerincvonulatok mentén mindenütt követhető. Ez az irány azonban nem egyező a dinári csapásiránnyal, mint ahogy felületes áttekintés mellett vélnénk, hanem egy a dinárira átlag 20—30°-al a K—Ny-i egyenesbe hajló irány: az ú. n. „lesini" csapás.

A fensík felszíne tiszta szikla, görgeteg és lejtőtörmelék. Alig látunk néhány fát, azt is többnyire csak a települések körül, a fű is csak itt-ott nő meg a sziklás talaj védettebb pontjain. Az időjárás meglehetősen nagy ingadozásokat mutat. Erős szelek és éjjeli lehűlés váltakoznak nyáron rekkenő hőséggel, míg télen erős fagy és hideg szelek majdnem lakhatatlanná teszik a fensíkot. E klimatikus viszonyok következtében a kőzetek és görgetegek sivatagi mállás (repedés) állapotot mutatnak és keménységük ellenére igen gyorsan esnek szét éles törmelékké — külö-

nösen a kőzetpadfejek kibuvásainál, — mely a lejtőket mindenhol befödi. A víz pedig, mely növényzet hijján szabad utat talál, gyorsan lefolyik a mélyebb vápákba és magával mossa a finomabb töremléket és a helyenként képződő mállástalajt is. Emiatt a bennlakók kis földjeiket mindenütt a helyszínen összehordott kövekből készült falakkal veszik körül és ebbe hordják néha puszta kézzel a szó szoros értelemben vett drága termőföldet. Hihetetlen vízszegény e fensík. A leeső csapadék kis árkokon, völgyeken azonnal lefolyik, vagy a kőzetek repedésein át talál utat a föld mélyébe, minek folytán csak a ciszternákban gyűjtött esővíz szolgál emberek és állatok ivóvizéül.

Az általános kép után térjünk most rá e terület sztratigráfiai és tektonikai viszonyaira.

I. SZTRATIGRÁFIA.

Hogy a Zagorje felépítését és keletkezésének történetét megérthessük, célszerű a sztratigráfiai viszonyok taglalását a Spalato és Trau közé eső vonulattal megkezdenünk. E vonulatot általában „Spalatoi flis"-nek nevezzük. Legmélyebb, itt felszínre bukkanó tagja az eocénkori alveolinás mész és ennek fedője, a főnummulinás mész. Ez utóbbi felső részében igen sok a tűzkő-konkréció.

Felette márgák és homokos rétegek fekszenek, közbetelepült mészkő- és breccsa-padokkal, homokkövekkel és lemezes mészkővel. Helyenként csillámos-homokos flismárgát is találunk.

Kerner F. e fliscsoportot következőképen osztályozta:

Felső flis:
1. Kékesszürke, középszemű tömött mészkő, kis ki nem választható foraminiferákkal, (néhány m.).
2. Laza breccsa, kiválasztható foraminiferákkal, éspedig *Nummulites complanata* és különösen *Orthophragminák*.

3. Szirtvonulat.

Alsó flis:
4. Világosszürke, finomszemcséjű, pados mészkő.
5. Többé-kevésbbé durvaszemű Nummulites-breccsa.

A szirtvonulat, mely világosszürke tűzköves mészkőből és fehér durvaszemű nummuliteseket tartalmazó mészkőből áll, kettéválasztja az egész flis-csoportot.

Ehhez a flis-csoporthoz símul hozzá É felé, a Koziak-hegytől kezdődően egészen a Moseć planináig, a Spalato-Trau mögötti karsztfensík, a Zagorje.

Felépítésében a kréta és tercier rétegei vesznek részt. A kréta — mint pl. a Rovanj-hegytől DNy-ra — dolomittal kezdődik. E dolomit kövületnélküli, fehéressárga, igen kemény kőzet. Fedőrétegei DK-en a tűzköves, tömött krétamészkő, míg ÉNy-on ezek hiányoznak és azonnal a felsőkrétakorú u. n. „Rudista mészkő“ települ rá. Ez utóbbi egy tiszta fehér, máshol kissé sárgás, abráziós felületén sárgásvörös kéreggel bevont, alig padozott mészkő. Kövületek igen gyakoriak benne. Ezek közül rengeteg, többé-kevésbbé jó magatartású *Hippurites radiosus* Desm., *Radiolites socialis* d'Orb., *Rad. irregularis* d'Orb., *Rad. angulosa* d'Orb. és *Pecten* sp.-t sikerült találnom. E rudista mészkőre jellegzetes alakok alapján e rétegcsoportot a Turon-Senon szintbe sorozhatjuk. Felette egy tiszta fehér mészkő fekszik, a következő fajokkal: *Sphaerulites angeoides* Lmk., *Ostrea diluviana* Lin., *Caprotina laevigata* d'Orb., *Radiolites acuticostata* d'Orb. Ezek szintén Turon-Senon koriak, mely szintezés alapján e mészkő is a rudista mészkőhöz tartozik. Térképeken a két mészkő általában egybe van vonva. Ez utóbbi mészkő az első bauxitszint fekvője. A rudista mészkőnek felső szintje helyenként lemezes mészkő-fáciesbe megy át, úgyhogy néha a bauxit ezekre települ. Evvel a krétakorú rétegek csoportja be is zárul.

Következik tehát a tercier. E csoport a „Cosina rétegek“-kel kezdődik. Barnássárga mészköve, melyet helyenként breccsák és konglomerátumok helyettesítenek, vagy csak tarkítanak, tele van rissoák, melániák, cerithiumok, naticák és egyéb édesvízi puhatestűekkel, úgyhogy a szintén elég kemény kőzet szinte spékelve van a sok csigával. Vastagsága 25 és 60 m között ingadozik. Felső részükben igen sok a foraminifera. A cosina-rétegek kora az alsó-eocénba tehető.

Fedőjében a már jellegzetesen eocén alveolinás mészkő következik. Ez vékonypados (padjai 10—20 cm vastagok), szürkéssárga puhább mészkő, melynek vastagsága 120—150 m között ingadozik. A benne levő számtalan egyedből a következő fajok voltak nagyszámban kiválaszthatók: *Alveolina ovoidea* d'Orb. és *A. melonoides* Mf. Gyakoriak benne az eocén pontozott nummulinák is. Alsó részében néha tömöttebb sárga padok észlelhetők, melyek valószínűleg még a foraminiferás horizontot képviselik. E mészkőcsoport az első bauxitszint fedője, de egyben a második bauxitszint, a főszint fekvője is.

Reá települ a „Nummulites csoport“, melyet három tagra oszthatunk: *a)* alsó nummulites-rétegek, *b)* főnummulites-mészkő és *c)* a Za-

gorje vörös nummulinás mészkövére. E három tag többnyire itt-ott kiékelődve, egymást helyettesítve, vagy ki sem képződve húzódik végig a Zagorjén, sőt helyenként mindhárom tag is ki van fejlődve. Nagyszámban fordulnak elő e szintben a nummulinák, melyek közül *Nummulites uroniensis* és *N. atacica,* továbbá *Assilina sp.*-k voltak meghatározhatók. Helyenként e szint az erózió hatása folytán teljesen lepusztult.

Az eddig tárgyalt ú. n. alsótercier-csoport a paleocén-alsóeocént képviseli. Fedőjében először a már a legfelső eocénba sorolható gumós márga települ, majd erre a tűzköves felső nummuliteses mészkő és brecscsás mészkő. Ezek már az oligocénkori átmenetet képviselik minden valószínűség szerint. Ide tartozik az Opor-hegy márgapalája is.

Átmeneti rétegek, de már valószínűleg alsó-oligocén-kori a „Promina-csoport". Három tagját ismerjük: *a)* a promina-konglomerátumot, *b)* a promina-márgapalát és *c)* a promina-flist. A konglomerátum szemcséi 2—10 cm átmérőjűek és sokhelyütt jól összecementeződtek. E csoportban ostreák, pectenek, lucinák, cardiumok, naticák, cyrenák, cerithiumok és planorbis nagy számban fordulnak elő, de általában igen rossz megtartásban. Ez a fő bauxitszint fedője (a legtöbb esetben).

A fiatal pliocént csak „terra rossa", karsztvályog és lejtőtörmelék képviselik.

Összegezve a Zagorje sztratigráfiáját, a következő táblázatot állíthatjuk fel:

1. TÁBLA. — TABELLE 1.

Kor	Elnevezés		Szín	Keménység
Alluvium	Lejtőtörmelék			
Pliocén	Karsztvályog Terra rossa		szürke vörösbarna	puha föld puha föld
Alsó oligocén	Promina csoport	flis márgapala konglomerátum	szürkésbarna barnás szürkésbarna	puha puha igen kemény
Felső eocén	Felső nummulites szint	opormárga breccsa tűzköves mészkő gumós márga	sárgásbarna srágásbarna vörösessárga sárga	puha közép kemény igen kemény közép kemény

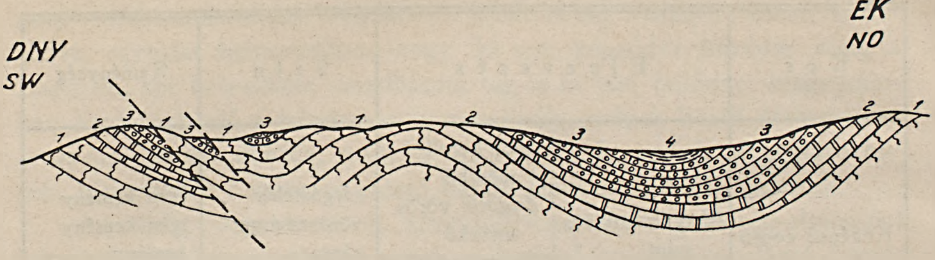
Kor	Elnevezés		Szin	Keménység
Középső eocén	Alsó nummulites szint	opor korall-mészkő Zagorje vörös mészkő főnum. mészkő alsó num. rétegek	sárgásfehér vörösessárga sárga szürkéssárga	igen kemény igen kemény kemény puha
Alsó eocén	Cosina csoport	Alveolinás mészkő Foraminifera mészkő Liburni rétegek	barnássárga sárga barnás	kemény közép kemény puha
Felső kréta	Senon Turon	Lemezes mészkő Rudista mészkő Tüzköves mészkő	szürkéssárga fehérsárga vörösessárga fehéressárga	igen kemény
Alsó kréta		Dolomit		

II. TEKTONIKA.

Míg a Moseć planina meredeken álló, szorosan egymáshoz és egymásba préselt gyűrődésekből épül fel, — helyenkint szép izoklinális gyűrődésekkel, — addig a Zagorje fensíkja egy hullámos, gyengén redőzött és felboltozódott antiklinális vonulat, ahol a gyűrődések egyes esetekben megszakadva áttolódásokba mennek át. A csapás — mint ahogy már említettük — nem dinári, hanem lesini.

Az első hegységalkotó fázis a leírt sztratigráfiai egységen belül a kréta és eocén határán jelentkezik. Ez megfelelne a *larami* mozgásoknak, de tényleges hegységalkotó mehanikai erőkről itt még nem beszélhetünk, habár kétségtelen, hogy ez az első undulációs periódus. Gyenge hullámosodás jellemző e korszakra, melyben még a csapásirány sem alakult ki. E mozgásperiódusba esik az első bauxitszint képződése.

Erősebb fázist láthatunk az eocén-oligocén határán a felső nummulites-szint és prominakonglomerátum között. Ez megfelelne a *pireneusi* fázisnak. Erős unduláció, kisebb gyűrődések, melyek iránya ÉÉK—DDNy-i és helyenkint hullámosodásból redőkbe átmenő mozgások jel-



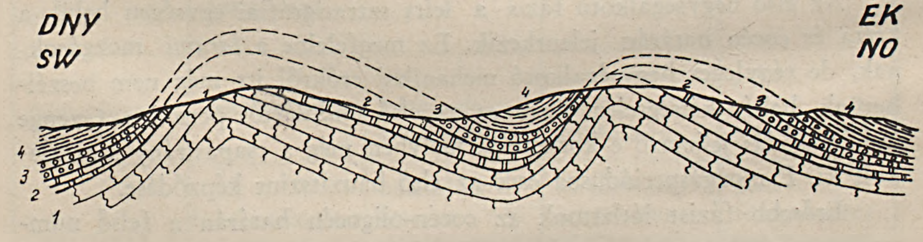
1. ábra. — Abb. 1.

1. Rudista mészkő. — Rudistenkalk. 2. Cosina rétegek. — Cosina Schichten. 3. Alveolinás mészkő. — Alveolinenkalk. 4. Nummulinás mészkő. — Nummulitenkalk.

lemzik ezen időszakot. Már ekkor is lehetséges, hogy történtek rétegmegszakadások, főleg az antiklinális tengelyekben, de ezeket nagyobbrészt a *száviai-attikai* fázisba kell helyeznem, miután a promina csoport is élénk részt vesz benne, míg a fiatalabb csak kevés helyről ismert idősebb pliocén lerakódások már diszkordánsan településnek rá a kialakult felszínre.

Későbbi mozgásokat nem volt módomban kikutatni, miután dilatációs mozgások, mint eltolódás, törések stb. nincsenek. A fiatal tengermozgásokat pedig nem volt időm megfigyelni. Nem lehetetlen azonban, hogy dilatációs, epirogén mozgások helyett még most is orogén erők játszanak közre e hegységrész kialakulásában.

Maguk a gyűrődések sok helyütt dómszerűek. A gyűrődés tengelyében vízszintes település kétoldalra lassan lejt. A szinklinálisok U-alakúak Szakadás a tengelyben — mint pl. a Plisivica és Gradnica hegycsúcsok közt, ahol a kréta mészkő és dolomit egy elég meredek áttolódás mentén rácsúszott a puhább eocén alveolinás és cosina mészkőre (lásd 1. sz. ábra), — nem nagyon gyakoriak. Néha szimetrikus nyeregképződést találunk, többnyire azonban nem szimetrikus. Mégpedig az É-i (ÉK-i)



2. ábra. — Abb. 2.

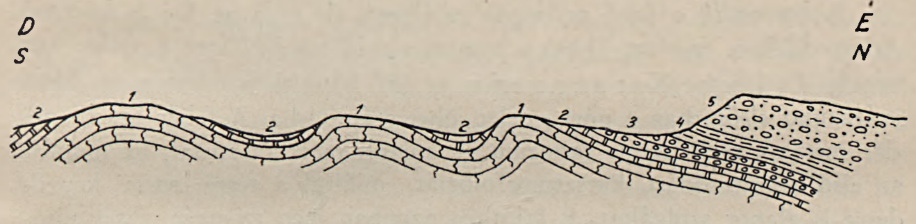
1. Rudista mészkő. — Rudistenkalk. 2. Cosina rétegek. — Cosina Schichten. 3. Alveolinás mészkő. — Alveolinenkalk. 4. Nummulinás mész. — Nummulitenkalk.

2. tábla. — Tabelle.

Kor (Alter)		Fázisok (Phasen)		Dalmáciai epirogenezis (Epirogenese)	Zagorje orogenézis (Orogenese)	Zagorje bauxit
Pliocén	Astien	walachi	Alpi			terra rossa
	Piacentien				Levetődések (Abbrüche)	
	Pontien	rhodáni				
Miocén	Sarmatien	attikai		IX	erősebb áttolódások, helyenkint átdőlt gyürődésekkel (Starke Faltung, Überschiebungen)	
	Tortonien					
	Helvetien	új- steiri				
	Burdigalien	ó- steiri				
	Aquitanien					
Oligocén	Chattien	száviai		VIII		
	Rupélien					
	Lattorfien	helvet			erős unduláció, első áttolódások (Starke Undulation, Überschub)	
Eocén	Ludien			VII		bauxit-főszint (Hauptflöz)
	Bartonien	pyrenéi				
	Anversien					
	Lutétien					
	Yprésien			VI	első gyenge unduláció (erste schwache Undulation)	első szint (erster Flöz)
Paleocén						
Kréta	Senon	larami				
	Turon	subherzyn				
	Cenoman					
	Neokom	austriai		V		
Jura	Tithon					
	Malm	újkimmeriai				
	Dogger			IV		
	Lias					első lehető szint (erste mögliche Ablagerung)
Trias	Rhätien					
	Norien	ókimmeriai		III		
	Karnien					
	Ladinien					
	Anisien			II		
	Skythien		Variskusi			
Perm	Zechstein	pfalzi				
	Verrucano					
	Autunien	saaliai		I		
Karbon	Stéphanien					
	Westfalien	asturiai				
	Namurien					
	alsó karbon	sudeta				
		breton				
Devon		devon				
Silur		kaledoniai és idősb				
Ordovicium						
Kambrium						

szárny lankás és vastagabb, a D-i (DNy-i) vékony és nagyon meredek, sőt néha el is tünik. Ilyen helyen néha áttolódást is mérhetünk. (Lásd 2. sz. ábra.)

Általában hullámos — gerinc-völgyes — vonulatokkal van itt dolgunk, hol a mélyedésekben — tektonikai völgyekben — megmaradt a bauxitot fedő eocén csoport, míg a gerinceken a kréta mészköve és dolomitja foglal helyet (lásd 3. sz. ábra). A kőzetek átlagos dőlése, közepesen meredek kezdődőléssel É felé 40—50°, az ÉK-i lejtőkön indul el és a vápák közepéig, lassan a vízszintesbe megy át, ahonnan azután gyorsabb ütemben emelkedik és a vápa ellenkező lejtőjén 65—75°-os D-i dőlést, sőt egyes helyeken 70—75°-os inverz fekvésű É-i dőlést is mérhetünk. Ez a kialakulási forma É-ról jövő hegységalkotó gyűrődési erőre utal.



3. ábra. — Abb. 3.

1. Rudista mészkő. — Rudistenkalk. 2. Cosina rétegek. — Cosina Schichten. 3. Alveolinás mészkő. — Alveolinenkalk. 4. Nummulinás mész. — Nummulitenkalk. 5. Prominakonglomerátum.

Szoros a kapcsolat a morfológiával is. Morfológiai gerinc az antiklinálisokon, völgy pedig a szinklinálisokon fut végig, amit a hegység kisméretű denudációjának tulajdoníthatunk.

Legjobb áttekintést nyujt a mellékelt táblázat, melyben az emerziós és transzgressziós időszakok az epirogenézis cím alatt, a mozgások pedig orogenézis cím alatt futnak, míg mellékelve egy külön rovatban a bauxitszintek is megtalálhatók. Érdekes, hogy milyen harmonikus az összefüggés mindhárom között.

III. A BAUXIT.

a) *A bauxit kora.*

Az Adria K-i partjain K e r n e r - M a r i l a u n hét rétegfolytonossági hiányt vélt felismerni, mint azt az előbbi táblázat epirogén moz-

gásainak rovatában a római számok is megjelölik. A nyolcadik, az alsó oligocén flistenger visszahúzódása után, a hetediknek mintegy folytatása. A kilencedik viszont csak egy beltengerből való kiemelkedés a középső pliocénben, mely utóbbi beltenger vagy tó magassabban áll, mint a tengerszint.

Az *első* rétegfolytonossági hiány az irodalom szerint a felsőkarbon és triász között jelenik meg. Semmiesetre sem lehet bauxitszint, hiszen a permi szárazulat alatt eget látó kőzetek — D-en homokkövek, kvarcbreccsák és konglomerátumok, mész- és márgapalák, É-on dolomitok, homokkövek, mészkőpalák — nem szolgáltathattak mállás folytán lateriteket.

A *második* megszakadás az alsó (werfeni palák) és középző (anisusi emelet) triász közé esik. Ez sem bauxitszint még.

A *harmadik* a felső triászban található, de csak az É-i és középső Adria-vidéken, mialatt D-en a transzgresszió tovább tart a triász kor végéig. Ez lehetne K e r n e r szerint az első bauxitképződési szint. Mint szárazulat elsősorban a nóri emelet jöhet számításba. A fehér brachiopodás mészkő, mely szinte egynemű az anizusi mészkőtipussal, itt mutatja az első karsztosodást, karsztmorfológiát, miáltal a terra rossa képződésre is alapot szolgáltat. E szintben azonban igen gyengén vasas pisolitok, breccsák és limonitos kötőanyagú agyagok képződtek, mivel a mészkő sok helyütt hiányzik és karsztosodást nem mutató, terra rossa képződésre nem alkalmas kőzetekkel változik. Ha tehát a lehetőségek meg is voltak, ezt a szintet sem nevezhetjük igazi bauxitszintnek.

Épp így a *negyediket* sem, felsőtriász (Rhät) és felsőtithon között. A kagylómész, karni és nóri („Hallstadti") mészkő és nóri riffmészkő ugyan itt is karsztosodást mutatnak, vörös agyagok képződéséről azonban mit sem tudunk.

Az *ötödik* rétegfolytonossági hiány folyamán az alsó és felső kréta között (Közép-Dalmáciában tithon és felső kréta közt) sem képződött bauxit, ami nem is annyira feltünő az előbbivel szemben, hiszen a tűzköves horizontok kevésbbé alkalmasak annak keletkezéséhez.

A *hatodik* tengerlerakódási megszakadás a felső kréta és tercier között foglal helyet, igen sok helyen szabadon fekszik és így könnyebben át is tekinhető. K e r n e r *protocén periodus*nak nevezi e denudációs időszakot. E protocén korszak fekvője mindenütt a „Rudista" mészkő: a karsztfenomén jelenlegi legfőbb képviselője. Már az első letarolásnál is igen alkalmas volt karsztosodásra és terra rossa képződésre. A különbség az előbbi szárazulat-periódusokkal abban található elsősorban, hogy az ujonnan beálló szedimentáció limnikus és brakkvízű leradódásokkal

indul meg, habár ez alól is sokhelyütt találunk kivételeket, mint pl. a kréta-alsótercier átmeneti brakkvizi rétegeket: az alsó foraminiferás mészkövet, mely a lerakódás folytonosságát így sokhelyen fenntartja. Helyenkint viszont az újabb transzgresszió be sem következett. A sztratigráfiai egyöntetűségből, regionális hasonlóságból azonban arra következtethetünk, hogy nagyobb mechanikai erők a hegység kialakulásában még nem játszottak ekkor szerepet. Csak kisebb, gyengébb unduláció és feszültségek keletkezése tehető ebbe az ú. n. *első undulációs periódus*ba.

Ahol tehát a sekélyvizek a rudistamészkő karsztját lefedték, a vörös agyagok is mentesek maradtak a denudációtól és még a lassan újra mélyülő víz is csak további átmosásokat okozhatott. Erre elsősorban a Cosina-rétegek bázisának sötétvörös és barna szinezete után következtethetünk, ami nem egyéb, mint vastartalomnövekedés, azaz a bauxit helyét itt limonitos agyagok foglalják el. Ahol azonban a sekélyvíz hiányzott s így azonnal mélyebb tenger transzgredálhatott, ott a vörös agyagok erősen alá voltak vetve a lemosásnak. Ennek egyik érdekes párhuzamjelensége az alveolinás meszek rózsaszin vagy vöröses szinezete. Helyenkint még a nummulinás mészkő is ilyen színű. Ebben a korban még távolabbi vidékekről is sok, valószínűleg paleocén terra rossát hordott be a letarolás a középeocén tengerbe. Erre vallanak a kisebb, mindenféle emelet és szint közötti leülepedések, bauxittelepülések.

A *hetedik* rétegfolytonossági hiány az eocén-oligocén határán jelentkezik. Fedője majdnem mindenütt a promina konglomerátum, fekvője viszont váltakozó, mert egyes esetekben egybefolyik az előbbi bauxitszinttel, más esetben viszont a különböző rétegek — mint Cosina-rétegek, alveolinás mész, vagy nummulinás mész — alkotják a bázist. A szárazulat, azaz az időhosszban kifejezett szárazföldi periódus mindenesetre kisebb, habár intenzivebb volt, mint a protocén korban. Ez a horizont igen sok vörös agyagot tartalmaz. Kora *felső középeocén* és Dalmácia legfontosabb, ú. n. *fő-bauxitszintje*.

Ellentétben a protocén szárazulat egynemű fekvőrétegeivel, ebben az időszakban a legkülönbözőbb bázisok fordulnak elő, mint a felsőeocén fekvője (általában kréta). Miután tehát a nummulites-tenger visszahúzódása utáni kiemelkedés időben nem volt hosszú, azt kell feltételeznünk, hogy a nagyszabású miocéngyűrődések előfutárjaként már ebben a korban is erős hegymozgások játszódtak közre a felszini kialakításban. Erre vall elsősorban, mint nagyméretű denudációs jelenség, az alsó promina konglomerátum. Mehanikai és kémiai erők karöltve működtek ekkor. A vörös agyagok nagykiterjedésű és mennyiségileg is számottevő képződése

az ilyen felszinen jól megvalósulhatott, míg megtartása a tehnikai hegységalkotó erőknek köszönhető, melyek erős mozgások, differenciált morfológiaalakító erejük folytán gondoskodtak a vörös agyagok lejtő- és hegységtörmelékkel való befedéséről, megóva őket így a további letarolástól. E felső középeocén és felső eocén korban képződtek tehát a legnagyobb bauxittelepek, melyeknek többnyire az alveolinás mészkő a fekvője, fedője pedig a „Promina" csoport egy tagja. E „promina" csoport az eocén-oligocén határán jelenik meg és az alsóoligocént is képviseli. A lerakódások flistenger jellegre mutatnak.

A miocénkori legerősebb hegységalkotó fázisok után is csak az idősebb pliocénben találunk újabb nagykiterjedésű beltengereket, úgyhogy végeredményben azt mondhatjuk, hogy az oligocénben beálló denudációs periódus az utolsó nagy rétegfolytonossági hiány. Csak egy egész rövidéletű oligocéntranszgresszió után látunk újabb, *nyolcadik* kiemelkedést, mely végigfut a jelenkorig és csak a miocén-pliocén beltenger transzgresszió szabadítja meg ezt rövid időre.

A pliocén beltengerből való kiemelkedés egyben az utolsó, *kilencedik* szárazulat.

Összefoglalva e fejlődéstörténetet, megállapíthatjuk, hogy bauxitszintként két emerziós korszak jön számításba:

1. A kréta-tercier határán: Rudista-mészkő (Turon-Senon) fekvővel és eocénkori (Ypresien-Lutetien) fedővel. (K e r n e r protocén periódusa).

2. Az eocén-oligocén határán (főszint): eocénkori (általában alveolinás mészkő, Lutetien) fekvővel és Promina fedővel (Lattorfien).

E kormegállapítás után most rátérünk a bauxit települési viszonyaira.

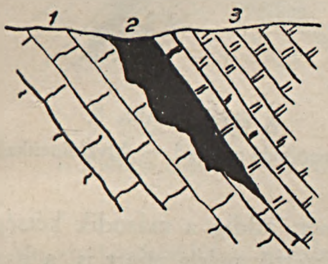
b) *Települési viszonyok.*

Az áttekinthetőség kedvéért olyképpen osztályozzuk a különböző településeket, hogy különválasztjuk mindazokat a bauxitszinteket, melyeknek különböző fekvő-fedőjük van. Ezeken belül magyarázzuk el azután a különféle települési, elhelyezkedési viszonyokat.

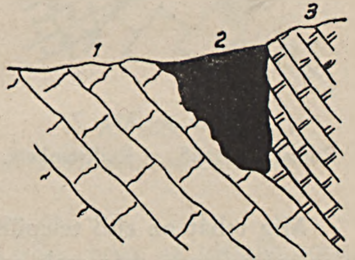
1. *Corljevo-tipus.* Fekvője a rudista mészkő, fedője pedig a cosinarétegek. A rudista mészkő kevéssé egyenetlen felületébe kisebb, többnyire a 20 m^2-t nem meghaladó, lapos lencsékben települ, melyek a 40—50° dőlésű kőzetek között, mint keskeny kiékelődési sávok mutatkoznak.

A fekvő cosina-rétegek itt elég keskenyek és a regionális kutatások azt mutatják, hogy csak a legfelső szintjük van itt képviselve. Csapás-

ban mindenütt követhetők a lencsék, melyeknek hossza 10 és 40 méter között váltakozik, vastagságuk pedig a 3 métert a lencse közepén sem haladják túl. Néhol a csapásban csak elvékonyodik e telep és esetleg néhány méterre megszakad, máshol azonban 100—150 méteres megszakadások is mutatkoznak. Átlagban 20 méter a meddő két lencse között.



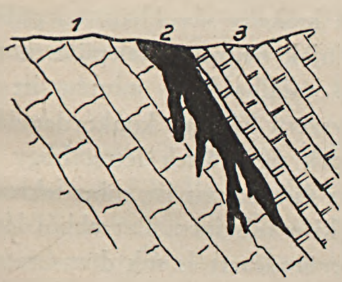
4. ábra. — Abb. 4.



5. ábra. — Abb. 5.

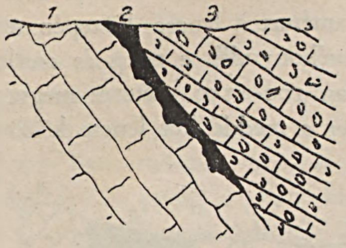
1. Rudista mészkő. — Rudistenkalk. 2. Bauxit. 3. Cosina rétegek. — Cosina Schichten.

A települési viszonyok itt igen különbözőek. Vannak egyszerű lencsék, ezeket ábrázolja a 4. sz. ábra. Vannak azután kisebb-nagyobb dolinaszerű üregek, teljesen kiszámíthatatlan alakkal, melyek a bauxit utólagos átmosása és a lejtőkről való lemosása következtében töltődtek meg. Alakjuk leginkább az isztriai tipusra hasonlít, mint azt az 5. sz. ábrán

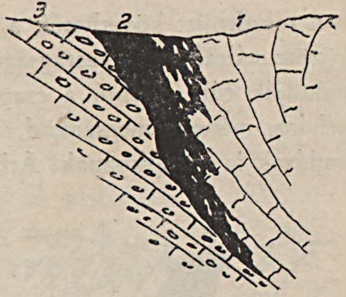


6. ábra. — Abb. 6.
A Weigelin-féle leszakadások.
Die Weigelin'schen Absackungen.
1. Rudista mészkő. — Rudistenkalk.
2. Bauxit.
3. Cosina rétegek. — Cosina Schichten.

láthatjuk. Meglehetős ritka, de előfordul egy olyan település is, melyet W e i g e l i n ír le „Beitrag zur Kenntnis des dalmatinischen Bauxits" című munkájában. Ez egy normális lencsés településnek olyan módozata, mely a rétegekbe lefolyó karsztvíz kimosási tevékenységére vezethető vissza. A víz itt a bauxit fekvőjébe a mai rétegeződésre (mai vízszintesre) merőleges töbröket és zsákokat váj, amelyekbe azután a bauxit saját súlyánál fogva beszakad. (Lásd 6. sz. ábrát.)



7. ábra. — Abb. 7.



8. ábra. — Abb. 8.

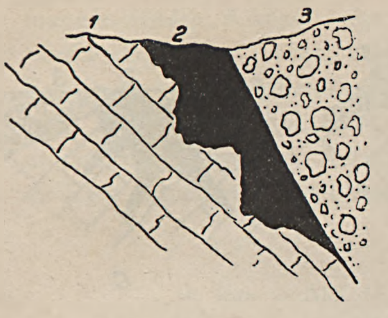
1. Rudista mészkő. — Rudistenkalk. 2. Bauxit. 3. Alveolinás mészkő. — Alveolinenkalk.

Míg tehát az első települési forma primer, addig a második kétségtelen másodlagos, már csak a benne talált kőzettörmelék miatt is, a harmadik pedig ú. n. semisekunder. Corljevo és Utore községek környékén, főleg a Plisivica és Gradnica hegyek között ez a legelterjedtebb települési forma. A bauxit itt sárga vagy gyengén vöröses, néha egész fehérsárga, igen kemény, tömött és egynemű. Pisolitok nincsenek sehol. E tipus majdnem mindenhol követhető a két réteg határán az egész Zagorjén, habár igen sok helyen oly keskeny, hogy alig vesszük észre. A nagyobb településeknél majdnem mindig tektonikai erők közreműködését is tapasztalhatjuk.

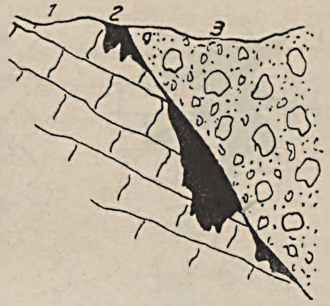
2. *Svinjak-tipus.* Fekvője a rudista mészkő, fedője az alveolinás mészkő. Igen elterjedt tipus, de szintén igen keskeny sávokban, településekben követhető csak. Míg azonban a Svinjak hegyen e település normális lencsékben vagy keskeny sávokban található, — miután itt a cosina-rétegek le sem rakódtak, — azaz egyszerű hézagos konkordanciát találunk, addig a Zeleni humac-on a telepek úgy jöttek létre, hogy a kréta mészkő rátolódott az alveolinás szintre és a bauxit itt, mint tektonikai csúszófelület szerepel és így ékelődik ki a felszinen. Ezt abból láthatjuk legjobban, hogy itt a bauxit erősen gyüredezett és sok dörzsbrecssát tartalmaz. E breccsadarabok majdnem kizárólag kréta mészkövek. Mindkét települést a 7. és 8. sz. ábrák mutatják. E tipus bauxitja is sárgás és elég tömött, kemény.

2/a. Ott, ahol a rudista mészkő legfelső lemezes mészkőszintje is kiképződött, csak igen ritkán találunk bauxittelepet. És ez is csak néhány centiméter vastag.

3. *Sedramic-tipus.* Fekvője a rudista mészkő, fedője a prominakonglomerátum, elnevezése K e r n e r t ő l származik, aki Sedramicnál a Mosec planina DNy-i oldalán fedezte fel. E rétegfolytonossági hiány, melyben



9. ábra. — Abb. 9.



10. ábra. — Abb. 10.

1. Rudista mészkő. — Rudistenkalk. 2. Bauxit. 3. Prominakonglomerátum.

a bauxit lerakódására került, igen nagy. Kérdés, hogy az idősebb eocénrétegek itt egyáltalában leülepedtek-e, vagy pedig e hiány csak az előrehaladott denudáció következménye. Kerner szerint ez utóbbi a valószínű, miután a konglomerátumban többféle eocénkőzet is fordul elő, másodsorban a rudista mészkő felszíne is elég egyenletes, ami egy teljes rétegeződési kimaradás esetén lehetetlen volna, hiszen akkor a denudáció, abrázió mélyebbre is be kellett volna, hogy hatoljon egyes helyeken. Kétségtelen, hogy a Zagorje a szélhatásoknak kevésbbé volt alávetve, mint pl. Drnis környéke. Településüket a 9. és 10. sz. ábrák mutatják, melyek a Corljevo tipussal majdnem teljesen egyeznek, azzal a különbséggel, hogy a lencsék nagyobbak, a telep vastagabb és a csapásban is jobban követhető, habár a meddők, megszakadások néha 300—400 m-t is kitesznek. Sárgásvörös, középkemény, tömött, helyenkint pisolitos bauxit.

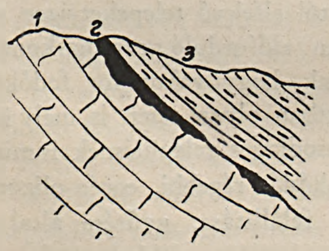
Ehhez a tipushoz kell sorolnom azokat az előfordulásokat is, melyeknek fekvője a rudista mészkő, fedőjük azonban nincs, vagy csak lejtőtörmelékből áll. Ezeket a réteghatároktól elfekvő telepeket igen sok helyen megtaláljuk, a távolabbi környezetben előforduló promina-konglomerátumból azonban arra következtethetünk, hogy valamikor fedőként szerepelt. Természetesen akad ebben a csoportban olyan telep is, mely üregeket tölt csak ki és ezért egyes esetekben másodlagos településnek is minősíthető. De még ha másodlagos is, a lerakódás régebbi, eocén-oligocén kell, hogy legyen, mert a rétegek miocén felállítása, gyűrése által az egész telep is fordul és ekkor temetődik be lejtőtörmelékkel, mely ma erősen le van már tarolva. Egy ilyen kialakulást mutat a 11. sz. ábra. A bauxit itt is kemény, színe sárgásvörös.

11. ábra. – Abb. 11.

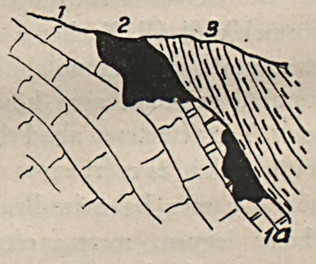
a) Bauxitlerakodás. – Bauxitablagerung. *b)* Miocéngyűrődés, rétegfelállítódás és törmelék általi betemetés. – Miozäne Aufstellung der Schichten, Umkippung und Schuttüberlagerung. *c)* Fiatal denudáció. – Jüngere Denudation. (Kerner után. Nach Kerner.) 1. Rudista mészkő. – Rudistenkalk. 2. Bauxit. 3. Törmelék. – Schutt.

4. *Kremeno-tipus.* E tipushoz tartoznak mindazok az előfordulások, melyeknek fekvője vagy a rudista mészkő, vagy a cosina-rétegek, mint fedő pedig az alsó nummulites-szint valamely tagja — igen sok esetben a Zagorje vörös mészköve — szerepel. Elszórtan igen sok helyen fordul elő, aránylag legszebb kifejlődését azonban a Kremeno hegyen találjuk. Kivétel nélkül kis lencsékről és zsákokról van itt szó, melyek nagysága nem haladja meg a 4×1.5 m-t és a csapásban is csak elvétve jelennek meg. Települési formáikat a 12. és 13. sz. ábrák mutatják.

5. *Domanović-tipus.* Az elnevezés K e r n e r t ő l származik, aki a Zelenikovać dombon, Domanivoć mellett a Narenta folyónál fedezte fel először. Fekvője az alveolinás, fedője a nummulinás mészkő. Csak Unesić mellett találtam négy ilyen tipusú, egész kis, zsákszerű telepet, lencsét.



12. ábra. – Abb. 12.



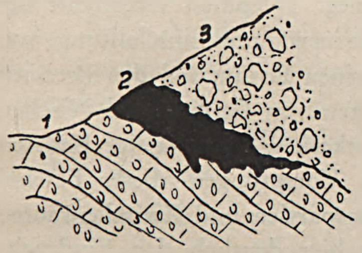
13. ábra. – Abb. 13.

1. Rudista mészkő. – Rudistenkalk. 1a. Cosina rétegek. – Cosina Schichten. 2. Bauxit. 3. Nummulinás mész. – Nummulitenkalk.

Még ezekben a kis településekben is észlelhető a fekvő alveolinás mészkő mangán-átitása. A kőzet egész jáspisszerű, helyenkint lilásfekete. A bauxit vörösessárga vagy barna, zsíros tapintású és földes, helyenkint oolitos. Fedője homokos közbetelepülésű mészkő, nummulitesekkel és csigákkal, néha márgás padokkal. K a t z e r szerint itt egy „partközeli iszapos bemosás"-al van dolgunk, hol az érc bepréselése a fekvőzsákokba csak látszólagos, utólagos. Települését a 14. sz. ábrán láthatjuk.

14. ábra. — Abb. 14.
1. Alveolinás mész. — Alveolinenkalk.
2. Bauxit.
3. Nummulinás mész. — Nummulitenkalk.
4. Homokkőlencsék. — Sandsteinlinsen.

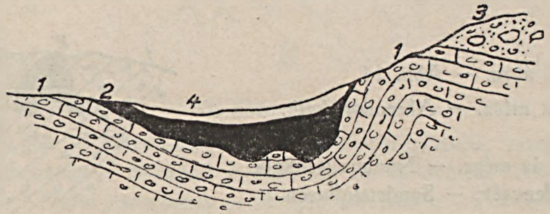
6. *Kalun típus.* K e r n e r Kalun típusát (K a t z e r *Drnis* típusa) csak egy helyen észleltem nagyobb kiterjedésben, mégpedig Utore dolnje faluban és környékén. Fekvő itt az alveolinás mész, fedője, mely a D-i falurészen csak részben kíméltetett meg az abráziótól, a promina-konglomerátum. A promina itt breccsákból, konglomerátumból és közbetelepült márgalencsékből áll, flisfácies nem mutatkozik sehol. A breccsa és konglomerátum szemcséi 2 és 18 cm közt ingadoznak, kréta és eocénkoriak.



15. ábra. — Abb. 15.
1. Alveolinás mész. — Alveolinenkalk.
2. Bauxit.
3. Prominakonglomerátum.

A breccsák a bauxittal való érintkezésüknél szép karrfelszínkiképződést mutatnak (repedéseken beszivárgó víz kimosó hatása), mely a fekvő, egész fehér alveolinás mészkőnél teljesen hiányzik. A mészkő és bauxit között igen éles a határ, a mészkő a kontaktusnál is fehér, bemosással tehát itt nem lehet számolni. A település primer (lásd 15. sz. ábrát). A bauxit színe, épp úgy mint a Kalun-hegyen, pompéji vörös, kagylós törésű, földes-tömött, de lényegesen több benne a limonitkonkréció, főleg felső részében. Néha nagyobb tömegben pisolitos kifejlődésű, ilyenkor sárgás-

vörös és a gömböcskék belseje élénkvörös. Ilyen bauxitot főleg a falutól D-re találunk, hol a promina helyett alluvium fedi és a felső teleprész teljesen átmosódott, földes, szennyezett. Itt a vastartalom is nagyobb (lásd 16. sz. ábra). A rétegek dőlése 30—50° között ingadozik és a bauxitkibuvások csapásban is megszakadnak. A telepek az 1—2 m vastagságot csak ritkán érik el.



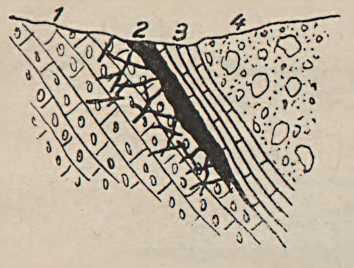
16. ábra. — Abb. 16.

1. Alveolinás mész. — Alveolinenkalk. 2. Bauxit. 3. Prominakonglomerátum. 4. Alluvium.

7. *Medvid típus.* Kerner Sinjnél találta meg a Medvid közelében. Fekvője a nummulinás mészkő, fedője a promina-konglomerátum vagy annak alján néha előtünő lemezes mészkő. A Zagorjén nem található csak egyetlen helyen a Radinje hegynél. A fekvőmészkő tiszta fehér, a lemezes mészkő itt húsvörös. Kerner ez utóbbit iszaplerakódásnak tartja, mely az emerzió kezdtét jelölné meg. Települési viszonyait így írja le: „Hier kann man auch schon die erwähnte Einschaltung von Eisenton an der Grenze zwischen dem marinen Eozän und den Breccien schön sehen. Er bildet hier teils Ausfüllungen von Gruben und Nischen an der oberen Grenzfläche des Nummulitenkalkes, teils massige Krusten und schwammig poröse Überzüge an den Vorsprüngen dieser Fläche, teils füllt er Spalten in zerklüfteten Gesteinspartien und Zwischenräume zwischen losen Steinen aus. Man gewinnt hier deutlich den Eindruck, dass es sich bei diesem Eisentone um eine angereicherte, zu Stein gewordene mitteleozäne Terra rossa handelt."

A település a 17. ábrán látható. Miután csak egy 4—5 m hosszú telepet volt alkalmam látni a 65—70° meredeken dőlő kőzetek közt, mint kibuvást, további részletekbe itt nem bocsátkozom.

8—10. Kerner *Imotski* — alveolinás mészkő és nummulinás márga közt, — *Blizanzi* — alveolinás mészkő és egy a konglomerátum fekvőjét alkotó homokkő közt — és *Grislic* — egynemű breccsák között — típusai a Zagorjén nem fordulnak elő.



17. ábra. — Abb. 17.
1. Alveolinás mész. — Alveolinenkalk.
2. Bauxit.
3. Lemezes mészkő. — Plattenkalk.
4. Prominakonglomeratum.

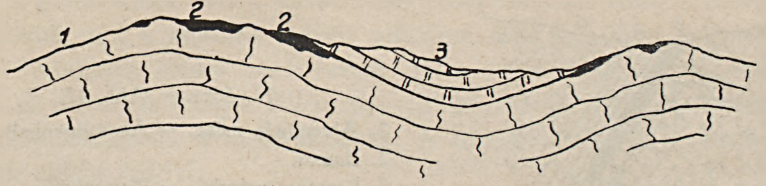
11. Konjisko típus. Konjisko falu határában sokhelyütt jelenik meg a földes, szennyezett, vastartalmú típus, melyet itt alluvium és karsztvályog fed. Itt sekunder településről van szó, amennyiben az átmosott bauxit már nem is nevezhető bauxitnak, csak egyszerű fiatalkorú vörösagyagnak. Ez az a tipikus terra rossa, melynek képződésére még vissza fogunk térni.

A Zagorje kopár fensíkján tehát igazában nyolc típusú települést ismerhetünk meg a kréta és promina között. A Kremeno, Kalun és Imotski típust kivéve, melyek igen hasonlítanak hegyek lábánál szélhatás alatt leülepedő rétegekre, (egyenletes szemcsenagyság), a többi típus mindig többé-kevésbbé szennyezett és szilikátos kőzetek bemosott termékeit is tartalmazza, településük is igen változatos (zsákok, dolinák, lencsék). *A karsztosodás jelensége tehát nem mindenütt ugyanabban az időben következett be.*

A bauxittelepek tektonikai elhelyezkedését illetőleg szintén többféle települési viszonyt különböztethetünk meg. Sokszor szoros az összefüggés az érctelep és hegységmozgások között is. K e r n e r négyféle települést ismer, melyeket alábbiakban ismertetek, kiegészítve ezeket egy hatodikkal és az elsővel.

I. Legegyszerűbb települési forma a bauxit szabadonfekvése lencse, zsák, dolina, kiékelődés alakjában, különös tektonikai alakulathoz nem kötve, tehát vegyesen a vízszintes vagy gyürt kőzet bármely pontján. Ezek az „elszórt" települések többnyire másodlagosak, le- és bemosástól keletkeztek, de van közöttük néha elsődleges telep is.

II. Egyszerű települési alakzat még ha a bauxit egy nyereg tengelyében fekszik szabadon. A bauxittelepek ilyenkor lapos kisebb-nagyobb kiterjedésű és mindig kevés ércvagyonnal rendelkezik (lásd 18. sz. ábrát). Miután összefüggő településről már a keletkezésnél sem lehet szó, csak kisebb foltosan elterjedt teleprendszert alkotnak. Ilyen településű elsősorban a protocén bauxit, míg a középeocénben ritkábban fordul elő.

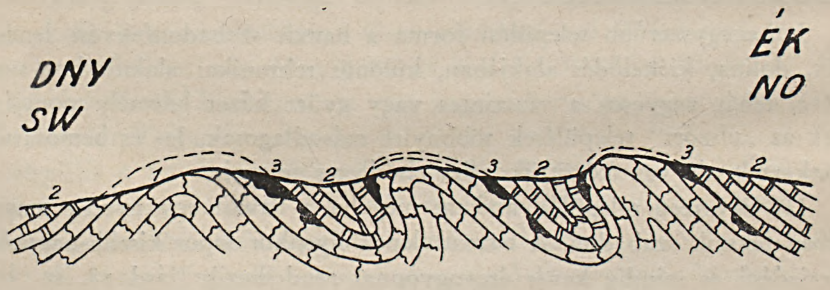


18. ábra. — Abb. 18.
II. Tektonikai település. — II. Tektonische Lagerungsform.
1. Rudista mészkő. — Rudistenkalk. 2. Bauxit. 3. Cosina rétegek. — Cosina Schichten.

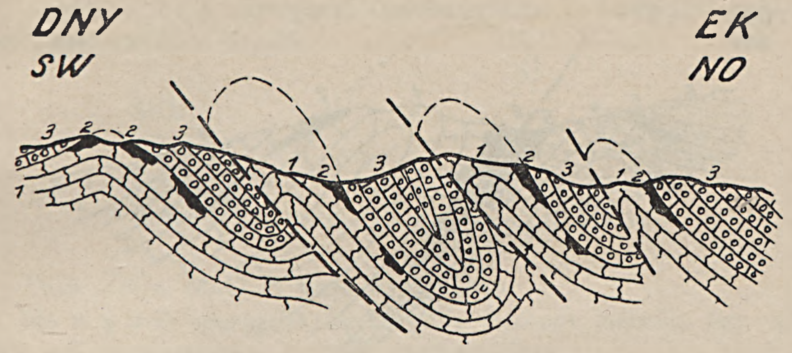
III. Harmadik változat a bauxit kiékelődése egy nyeregben vagy több párhuzamos nyeregvonulatban, ahol, az antiklinálisok sűrűn fekszenek egymás mellett a csapásban. Ilyenek elsősorban izoklinális gyűrődéseknél keletkeznek (19. sz. ábra).

IV. Hasonló, egymásmellett húzódó bauxitkiékelődések keletkeznek ott is, ahol a nyeregnek vagy nyergeknek csak egyik szárnya maradt meg. Itt a tengelyben való megszakadás folytán ismételt áttolódások, pikkelyek keletkeznek (20. sz. ábra). E két tektonikai típust majdnem kivétel nélkül a középeocén bauxit képviseli.

V. Ötödik eset egy teljes antiklinálisra rátolódó félszárny (21. sz. ábra). Ez a legkomplikáltabb település, mert itt néha különböző korú települések kerülnek egymás mellé, sőt azokat összegyürve futólapnak használja a fölötte levő rétegtömeg. Ez azonban elég ritka és csak egy helyen a Bogacin-hegyen Nevest falu közelében találtam, ahol a rudista mészkövön fekvő protocén bauxit az alveolinás mészkövön fekvő bauxittal érintkezik, csuszamlási lapot alkotva (22. sz. ábra). A csuszás DNy-i irányú és felfelé történt, amit a különböző bauxitok érintkező



19. ábra. — Abb. 19.
III. Tektonikai település. — III. Tektonische Lagerungsform.
. Rudista mészkő. — Rudistenkalk. 2. Cosina rétegek. — Cosina Schichten. 3. Bauxit.



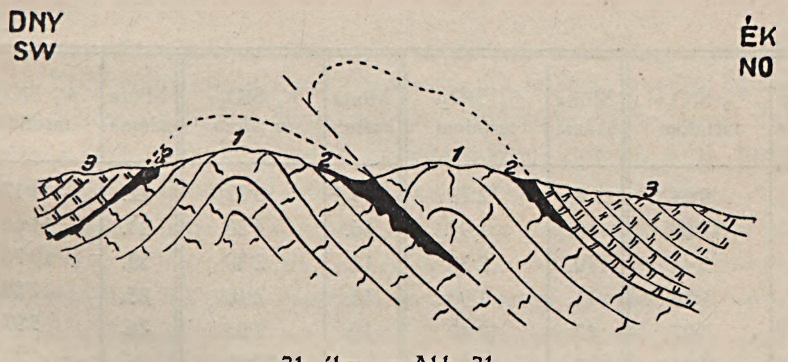
20. ábra. — Abb. 20.
IV. Tektonikai település. — IV. Tektonische Lagerungsform.
1. Rudista mészkő. — Rudistenkalk. 2. Bauxit. 3. Alveolinás mész. — Alveolinenkalk.

felületén a néha igen jól észlelhető csuszamlási rovátkák és gyüredezettség is mutatnak.

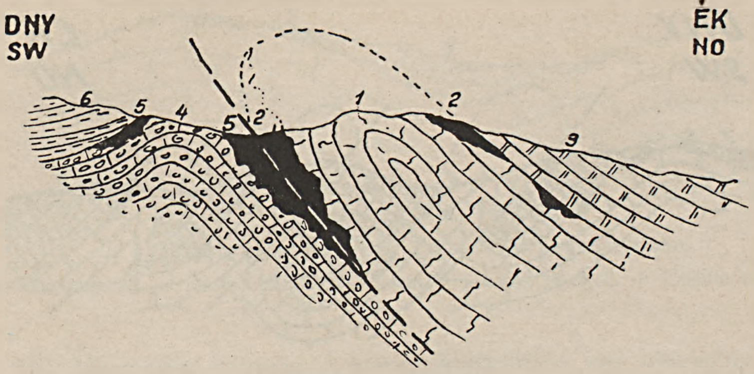
VI. Idetartoznak mindazok az előfordulások, melyek leszakadás, lemosás és újrafeltöltődés révén a vápák mélyén helyezkednek el, úgyszintén a dörzsbreccsák közé ékelődött bauxittelepek. Településük a mindenkori környezethez alkalmazkodik.

c) Minőségek és összetételek :

Corljevo bauxit. Színe sárga vagy sárgásvörös. Tömött és kemény, egynemű. A mikroszkop alatt azonnal láthatjuk, hogy főalkotórésze a *sporogelit,* míg sósav-kezelés után — ha a sporogelit elhalványodik —



21. ábra. — Abb. 21.
V. Tektonikai település. — V. Tektonische Lagerungsform.
1. Rudista mészkő. — Rudistenkalk. 2. Bauxit. 3. Cosina rétegek. — Cosina Schichten.



22. ábra. — Abb. 22.

V. Tektonikai település. — V. Tektonische Lagerungsform.

1. Rudista mészkő. — Rudistenkalk. 2. Protocén bauxit. — Protozäner Bauxit. 3. Cosina rétegek. — Cosina Schichten. 4. Alveolinás mész. — Alveolinenkalk. 5. Középeocén bauxit. — Mitteleozäner Bauxit. 6. Nummulinás mészkő. — Nummulitenkalk.

elég sok hydrargillitet is találunk (viszonyszám 4 : 1). A hydrargillit szabálytalan lemezeiben sokszor találunk rutilt. Egyébként rutil, zirkon és turmalin fordul benne elő, néha muszkovit, phlogopit és epidot, míg a kvarcszemcsék igen ritkák. Helyenként azonban igen nagyszámú kvarcszemcsét találunk főleg az átmosott telepekben vagy a telepnek felső szintjében. Ennélfogva minden kis lencse külön vizsgálandó és számítandó. Ezt az egyenetlen összetételt, azaz SiO_2-tartalmat az alábbi összeállítás mutatja. A minták mind Corljevo és Milic faluk környékéről, vagy a Plisivica és Gradinica hegyekről származnak.

Minta száma	% SiO_2-tartalom	Minta száma	% SiO_2-tartalom	Minta száma	% SiO_2-tartalom	Minta száma	% SiO_2-tartalom
1.	9·64	8.	2·27	15.	16·82	22.	9·17
2.	17·00	9.	1·99	16.	4·28	23.	11·18
3.	5·42	10.	2·30	17.	2·40	24.	10·76
4.	1·23	11.	1·90	18.	2·16	25.	17·89
5.	3·97	12.	12·40	19.	1·95	26.	5·97
6.	2·94	13.	1·21	20.	29·38		
7.	3·77	14.	13·42	21.	20·44		

Általában, ha a mennyiségi összehasonlítást is elvégeztük, a következő átlagösszetételt kapjuk:

SiO_2	2.51%
Al_2O_3	58.23%
Fe_3O_2	19.22%
Izzítási veszteség	18.34%

TiO_2, ZrO_2, MnO és CaO nyomokban.

Ha a 4:1-es sporogelit : hydrargillit viszonyt nézzük, úgy 46.4% Al_2O_3 esik a sporogelitre 11.8% a hydrargillitre.

Svinjak bauxit. Teljesen egyező az előbbivel, kivéve, hogy néha kevés periklast is találunk benne és a bezárt törmelék miatt nagy a kalcium-tartalma. SiO_2-tartalma átlag 10—12% és így nem is érdemes bányászni.

Sedramic bauxit. Sárgásvörös, középkemény, helyenként tömött és oolitos. A sporogelit-hydrargillit viszony itt 3:1. Összetétele jobb, mint az előbbi, átlagban a következő:

SiO_2	1.32%
Al_2O_3	54.65%
Fe_2O_3	23.48%
Izzítási veszteség	18.97%
MnO	1.01%
TiO_2	0.92%
Összesen . . .	100.35%

Nyomokban ZrO_2 és CaO.

A hydrargilit már szabad szemmel is jól látszik. 40.96% Al_2O_3 esik a sporogelitre, 13.66% a hydrargillitre. Kvarcot nehéz benne találni, sokszor 0.67%-ra esik vissza a SiO_2-tartalom. Zirkon, rutil, turmalin, néha periklas és disthen is látható benne a mikroszkóp alatt.

Kremeno bauxit. SiO_2-tartalma mindig meghaladja a 10%-ot, sőt néha 25%-ra is felemelkedik, minek folytán nem érdemes kiaknázásra. Úgyszintén nem alkalmas bányászásra az Unesići Domanović tipus sem.

Kalun bauxit (Kišpatić Drnis bauxitja). Erről nagy irodalom jelent már meg, úgyhogy itt csak egy, F. Tučan által készített, átlaganalizist sorolok fel. A Kalunhegyen ugyanis ma már 400 m-es mélységig bányásznak. (A karsztvíznivót még nem érték el.)

SiO_2	0.89%
Al_2O_3	51.85%
Fe_2O_3	26.82%
MnO	1.21%
Izzítási veszteség	19.97%
Összesen	100.74%

Nyomokban TiO_2, ZrO_2 és CaO.

Kvarc alig lelhető fel a mikroszkóp lencséje alatt, viszont igen szép zirkonkristályok láthatók, turmalin, rutil, disthen és periklas is előfordul benne. A bauxit főtömegét a sporogelit alkotja. Világosvöröstől pompéji vörösig ingadozik színe, néhol pisolitos, felső részében sok a limonitos konkréció. Zsíros tapintású, földes-tömött, középkemény, sokszor egészen puha. Al_2O_3 tartalma néha 50% alá esik.

Konjisko bauxit. Bemosott voltára való tekintettel sok benne a kvarc. A sötétvörös sporogelit sok kalciumot tartalmaz. Muszkovit, epidot és zoisit kis számban, néha phlogopit is van benne. Gyakoribb a turmalin, zirkon és rutil. Egy szép brookitszemcse is fordult elő. Összetételére nézve igen hasonló a hvari bauxithoz, melyet M. Kišpatić elemzett meg.

SiO_2	29.49%
Al_2O_3	30.02%
Fe_2O_3	18.81%
MnO	0.42%
CaO	6.54%
MgO	nyomok
Izzítási veszteség	14.23%
Összesen	99.51%

Nyomokban TiO_2.

Hogy az összefüggést jobban lássuk, egy táblázatot mellékelek néhány dalmáciai tipus összehasonlítására. (3. tábla.)

d) *A bauxit keletkezése.*

Az összes dalmát bauxit mészkőre települ. Víztartalma oly csekély, hogy nem engedi meg az Al_2O_3 tömegének egyszerű átszámítását, mint a lateritnél (Al_2O_3. 3 H_2O). Kišpatić szerint e bauxitok egy Al_2O_3 . H_2O

3. TÁBLA. — TABELLE 3.

	Drnis átlag.	Corljevo	Sedramić	Mosec	Kalun I.	Kalun II.	Hvar	Kljake	Konjisko	Bistrica
SiO_2	7	2·51	1·32	0·87	0·89	0·9	30·47	27·32	29·49	61·31
TiO_2	2	nyom	—	—	nyom	2·7	—	nyom	nyom	nyom
ZrO_2	—	nyom	nyom	nyom	nyom	—	—	2·71	—	nyom
Al_2O_3	60	58·23	54·65	59·27	51·85	54·0	29·05	24·54	30·02	16·95
Fe_2O_3	16	19·22	23·48	24·36	26·82	23·31	16·24	20·09	18·81	12·46
CaO	—	nyom	nyom	—	nyom	—	6·79	6·40	6·54	—
MgO	—	—	—	—	—	—	nyom	—	nyom	—
MnO	—	nyom	1·01	nyom	1·21	—	nyom	nyom	0·42	nyom
H_2O	15	18·34	18·97	5·93	19·97	18.1	17·4	18 77	14·23	6 40

vegyület amorf válfaja: ezt nevezte el ő sporogelitnek. Ebben az anyagban a Fe_2O_3-gel formájában van elosztva és ennek mennyiségétől függ a sporogelit szinezete. Kišpatić és Tućan kísérletei alapján (mészkő, dolomit, terra rossa és bauxit kísérletek) azt kell mondanunk, hogy a dalmát bauxitok feloldódott mészkövek és dolomitok maradéka. A lemosással és transzportálással — mely nem egyéb, mint flotálás — az anyag is teljesen megváltozik és csak az átmosás erősségétől és a távolságától függ, hogy milyen összetételű lesz a leülepedő anyag. Tény az, hogy a dalmát bauxitokban sohasem találunk a mészkövekben és dolomitokban elő nem forduló ásványokat.

Eredmény: a dalmáciai bauxitok nem lateritek és nem vörös agyagok (terra rossa), mely utóbbihoz ugyan igen hasonlítanak, hanem egyéb körülmények alatt képződött ércek.

E bauxitok összetétele a következő:

1. Aluminiumoxid = Al_2O_3. A sporogelitből ($Al_2O_3 . H_2O$), mely amorf és a főtömeget képezi. (Diasporból is, $Al_2O_3 . H_2O$).
2. Vasoxid = Fe_2O_3. Mint gel vesz részt a sporogelit felépítésében.
3. Siliciumoxid = SiO_2. Változó mennyiségben. Egy része kvarc, a többi gel. Ez utóbbi kolloidhoz van a még fölösleges víz kötve.
4. Titánoxid = TiO_2. A rutilból.

5. Zirkoniumoxid = ZrO_2. A zirkonból.
6. Kalciumoxid = CaO. Calcitból és dolomitból.
7. Magnéziumoxid = MgO. Dolomitból.
8. Mangánoxid = MnO.
9. Víz = H_2O. Kötött víz.
10. Járulékos ásványok (melyek a mészkövekben és dolomitokban is előfordulnak T u ć a n szerint): kvarc, földpát, muszkovit, phlogopit, biotit, amfibol, glaukofán, gránát, fluorit, epidot, zoisit, disthen, staurolith, turmalin, korund, rutil, zirkon, hämatit, limonit, periklas. Brookit is de ez csak a šušaki homokkőből származhatik.

A dalmát bauxit tehát összetétele alapján a mészkövek és dolomitok áradmányos maradéka, melynek főtömege a sporogelit (amorf $Al_2O_3.H_2O$) alárendelt diasporral és hydrargillittel és néhány akcesszorikus ásvánnyal.

Kérdés most, hogy mily körülmények között és milyen klimatikus viszonyok mellett képződhetett e bauxit.

A fekvővel való érintkezésnél néha erősen bele van nyomva annak üregeibe, sőt érszerűen a repedéseket is betölti. Sokszor egyenesen rátapad a mészkőre, néha pedig annak törmelékével mintegy breccsát alkot. Ezeket a tulajdonságokat összevetve az az impresszió, mintha fosszilis felhalmozódással volna itt dolgunk. Maguk a telepek különböző összetételűek, halmazállapotúak. Színük a sárgától a téglavörösön és sötétvörösön át a piszkos vörösbarnába megy át. Homályos felületű vagy kevéssé fényesek. Néha egyforma, egyöntetű az egész telep színe, néha foltos vagy erezett. Texturája oolitos, pisolitos vagy tömött. Vastartalmuk különböző, átmenetek gyepvasércbe vagy kovaképződményekbe gyakoriak. Ezek az egyenetlenségek K e r n e r szerint amellett szólnak, hogy itt régi karsztmészkőmálladék áradmányaival kell számolnunk. A felszini kiékelődésnél murvává esik szét az érc. A fényes felületek a nagy nyomás okozta csuszamlási felületeknek felelnek meg és ez a nagy nyomás valószínűleg még további átváltozásokat is okozott a bauxit összetételében. Szél és folyó által összehordott lerakódásokról itt tehát, ha ezt az összes jelenséget egybevetjük, nem beszélhetünk. Vulkáni tufa, szilikátos kőzetek stb. a közelben sehol sincsenek, tehát nem lehet ezeknek a mállaléka. Az ásványi összetétel alapján arra a következtetésre jutottunk, hogy a mészkövek és dolomitok áradmányos mállási terméke. Ez a megállapítás azonban nem elégít ki teljesen, hiszen a silicium és vas a mészkövekben nem kis mértékben más vegyi kapcsolatokat mutatnak, mint a bauxitnál. Itt tehát most az a kérdés, hogy alakultak át e vegyi kapcsolatok, vagy átalakulhattak-e egyáltalán.

Számításba kell azonban vennünk azt is, hogy egy kb. 1 m-es bauxittelep keletkezéséhez 150—180 m mészkő-dolomit kell, hogy denudálódjék, azaz elmálljon. Ez sok esetben lehetséges volt talán, de ott, ahol rövid rétegeződési megszakadás van, nem. Ehhez járul még, hogy a W e i g e l i n által leírt települési formánál a fekvőbe elhelyezkedő lencsék tengelye nem az akkori, hanem a mai felszínre merőlegesek. Ezek tehát egyneműségüknél fogva is — az egész telep kibányászható és nincs Sidúsabb felső és alsó rész — másodlagos települések. Keletkezési koruk a miocén gyűrődések utáni, tehát legjobb esetben alsó pliocén.

Kétségtelen mindenesetre az, hogy a bauxitképződés emerziós időszakkal és karsztosodással áll mindig szoros kapcsolatban. Nézzük tehát végig e terület geológiai történetét és kíséreljük meg klimáját és viszonyait rekonstruálni, hátha így több magyarázatot kapunk a bauxit kialakulására, keletkezésére.

Miután e terület a felsőkrétában tengerfödte volt, a protocénben partvidék lett, hogy azután az alsóeocénben újra tenger legyen. Ezekután újra partvidék lett, még pedig a felső középeocénben hegyes-dombos partvidék, az alsó oligocénben áradmánypart és deltavidék. A fiatalabb tercierben azután messze eltávolodott a tengertől, míg a quarter leszakadások újra közelebb hozták hozzá.

A protocén bauxit mállási, oldási maradék. Régebbi vörös agyagok nem voltak, tehát nem is hordattak be. A dalmáciai vasoxydul és pyrittartalmú flismárgák még nem léteztek, Bosznia flise még a tenger mélyén feküdt. Ha tehát a nagykiterjedésű mészkőfelszín nem szolgáltathatott vasat a vörös agyagokhoz, nem marad más hátra, mint:

1. A wengeni rétegek diabázporfirjainak olivinjei és augitjai, vagy a werfeni palák és homokkövek csillámai. (S t a c h e melegvízű forrásokról is beszél [cosina mészkő], de ez az oxidációs metasomatózis nem létesíthet vízgőzt.)

2. Vagy az, hogy a bauxit vasát, a protocén korban, a mészkő isomorph szénsavas vasoxyduljából keletkeztessük, mely a mésszel, mint oldott bikarbonát, a levegő oxygénje által vashydroxyd-gel-é alakulhatott át, hogy azután megszabadulva vizétől, tiszta gel legyen belőle.

3. Lehetséges azonban, hogy mikroorganizmusok működtek közre, mely keletkezési módról T h. H o l l a n d és R. D. O l d h a m írtak. Ez esetben fosszilis terra rossa képződéssel állunk szemben. De akkor arra is kell gondolnunk, hogy a felsőkréta és eocén vulkánjai a tenger fenekén lerakódó ú. n. oceáni vörös iszapot, mely nagy felületeken ter-

jed szét, megzavarták, felkavarták és ez rakódott le hosszabb lebegés után és áramlatok segítségével a csendesebb parti részeken. Lehet azonban az is, hogy a tenger vizében szabadon lebegő igen finom iszapszerű anyag mikroorganizmusoknak adott életlehetőséget, melyek azt átdolgozva a parti részeken pusztulásuk következtében rakták le. Ez esetben ugyanis egyszerű eredetét is kapjuk a vörös agyag vasának: a tengeralatti vulkánok vízalatti mállási anyagát láthatjuk benne. Egy ilyen mai vörös óceáni iszap összetétele (F. W. C l a r k e után):

SiO_2	55.0%
Al_2O_3	16.0%
Fe_2O_3	8.5%
Alkáli föld	5.0%
Alkáliák	5.0%
H_2O	7.0%
Egyéb	3.5%

Ha most tekintetbe vesszük, hogy a siliciumot a tengerben nagy számban élő kis állatok (pl. foraminiferák) héjképződésükhöz használják fel, a fennmaradó összetétel alkalmas volna már terra rossa keletkezéséhez.

A protocén bauxit keletkezése alatt K e r n e r mediterráneusi klímát tételez fel. Erre elsősorban egy negatív jelleg enged következtetni: a szárazföldi flora teljes hiánya. Másodsorban a sötét mészkövek (pl. Cosina csoportban) és széntelepek hiánya, mely egy algafejlődési hiányra vezethető vissza. Támaszpont igen kevés van. Ezért differenciált mediterráneusi klímára nem szabad következtetnünk. Kérdés tehát, hogy a protocén korban bauxit képződése egyáltalán megvalósult-e. Lehet, hogy csak a későbbi átmosások és mehanikai gyűrőerők eredményezték azt, hiszen ez utóbbiaknál termometamorfózis is játszhatott szerepet.

Ugyanígy állunk szemben a középeocén bauxit képződésével is. Itt is hasonló klimatikus viszonyok uralkodtak, hasonló jellegzetes hiányok megállapítása alapján. Különbség csak az, hogy e jobbminőségű telepek keletkezéséhez hozzá kell számítanunk a régebbi átmosott és átmállott terra rossa-kat és esetleg bauxitokat is. Erre vall a sok dolina, zsák- és töbörszerű kitöltődés. Itt is az az elmélet a leginkább helytálló, hogy a bauxit mállási, oldódási maradék, esetleg fosszilis vörösagyag.

Áttekintve a leírtakat, kénytelenek vagyunk megállapítani, hogy a bauxit keletkezést ily kis keretek között nem lehet megoldani. Erre regionális kutatásra és több tudományág együttműködésére volna szükség.

Végül legyen szabad még megemlítenem, hogy a protocén bauxit települési viszonyaira és összetételére vonatkozólag a Zagorjén nem nagyon alkalmas a bányászatra. Lényegesen jobb a középeocén bauxit, melyet már ma is sok helyen termelnek ki és értékesítenek.

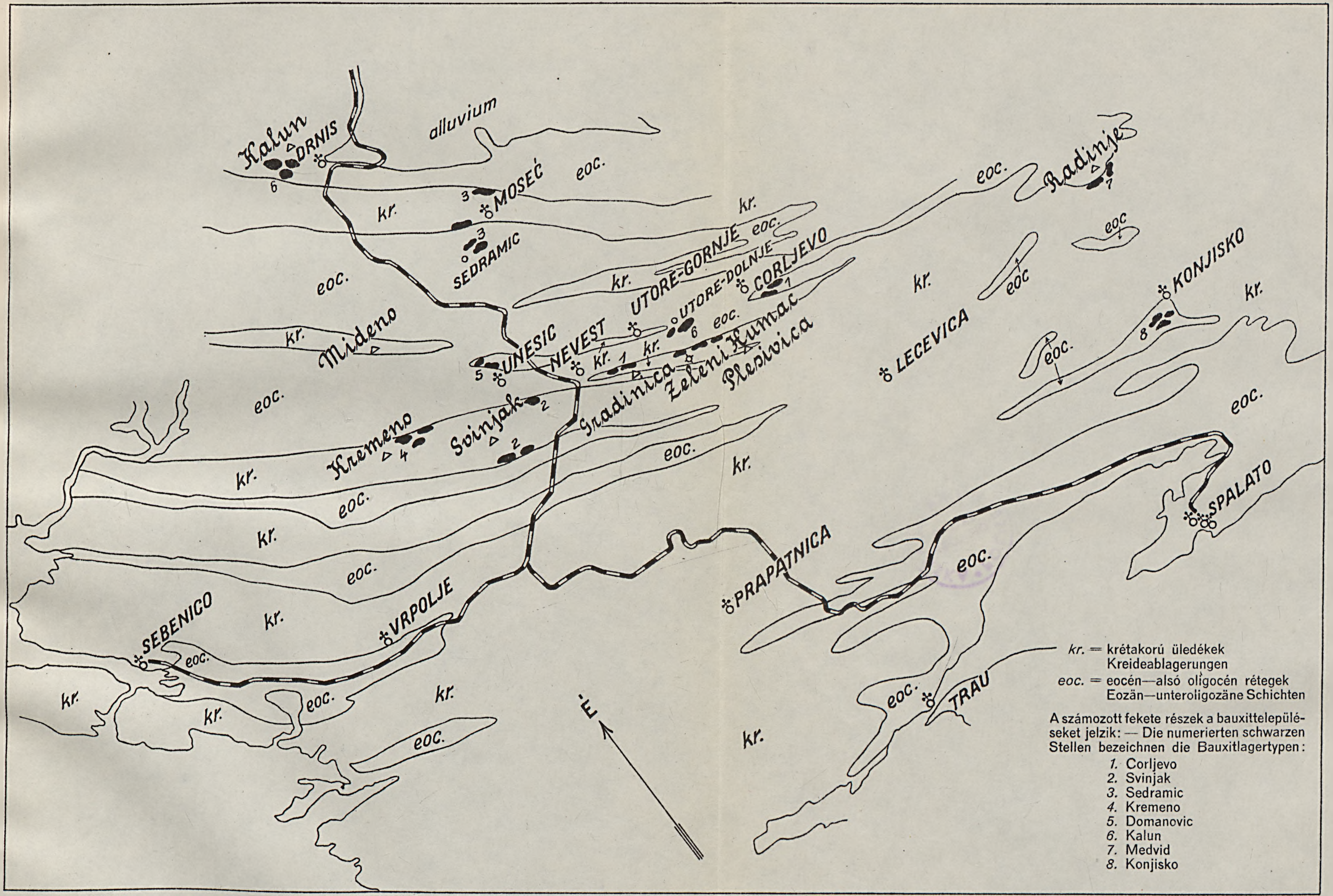
Irodalom. — Literaturverzeichniss.

1. Crema, C.: The bauxites of Istria and Dalmatia. La miniera Italiana, 1921. No. 1—2.
2. Dainelli, G.: Il Miocene inferiore del Monte Promina in Dalmazia. Atti d. acc. d. Lincei 1901 és Paleontograhica italica, 1901.
3. Dammer—Tietze: Die nutzbaren Mineralien. Bd. I. 1928.
4. Doelter: Handbuch der Mineralchemie. Bd. III.
5. Fermor, L. L.: What is Laterite. Geol. Mag. Dec. 5. vol. VIII. 1911.
6. Fox, S. C.: Bauxite and aluminous Laterite. Crosby and Son Ed. London, 1932.
7. Harrasowitz, H.: Laterit. Fortschr. d. Geol. u. Pal. Bd. IV. Heft 14, 1926.
8. — Aluminium Lagerstätten. Metall u. Erz. Bd. 21. 1924.
9. Katzer, F.: Das Bauxitvorkommen von Domanovic in der Herzegovina. Zeitschr. prakt. Geol. 1917. No. 8.
10. Kerner—Marilaun, F.: Beitrag zur Kenntnis der ostadriatischen Bauxite. Berg- u. Hüttenmänn. Jahrb. Bd. 69-70. 1921—1922. Heft. 1.
11. — Geologie der Bauxitlagerstätten des S-lichen Teiles der öst.-ung. Monarchie. Berg- u. Hüttenmänn. Jahrb. Bd. 64, 1916. Heft. 1.
12. Kerner—Marilaun, F.: Bauxite und Braunkohlen als Wertmesser der Tertiärklimate in Dalmatien. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-Nat. Kl. Abt. I., Bd. 130. 1921. —
13. — Klimatologische Analysis der Terrarossa-Bildung. Sitz.-ber. Akad. Wiss. Wien, Math.-Nat. Kl. Abt. I. Bd. 132, 1923.
14. Kišpatić, M.: Bauxite des kroatischen Karstes und ihre Entstehung. Neu. Jahrb. Min. Geol. Pal., Beil.-Bd. 34, 1912.
15. Liebrich, A.: Über die Bildung von Bauxit und verwandte Mineralien. Zeitschr. prakt. Geol. 1897.
16. Milić, L. T.: Dalmatian Bauxite. Eng. and Min. Journ. Press, Gebr. 24, 1923.
17. Stache, G.: Die Liburnische Stufe und deren Grenzhorizonte. 1889.
18. — Über das Alter bohnerzführender Ablagerungen am Monte Promina. Verh. Geol. R. A. 1886. Nr. 15.

19. T u c a n F. : Terra rossa, deren Natur und Entstehung. Neu. Jahrb. Min. Geol. Pal. Beil. Bd. 34, 1912.
20. — Die Kalksteine und Dolomite des kroatischen Karstgebietes. Ann. Geol. de la Péninsule Balcanique. 1911. 6. 2.
21. W e i g e l i n, M. : Beitrag zur Kenntnis des dalmatinischen Bauxits. Zeitschr. prakt. Geol. Jg. 39, Heft 8, 1930.
22. Geol. Spezialkarten 1:75,000 der K. u. k. Geol. R. A. mit Erklärungen.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGJI

A ZAGORJE BAUXITTELEPEI. — BAUXITLAGERTYPEN DES ZAGORJE.



POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG ·
BIBLIOTHEK

DER BAUXIT VOM ZAGORJE-HOCHLAND, DALMATIEN.

(Auszug des ungarischen Textes.)

Von Dr. Graf Géza Teleki.

Von der Linie Spalato-Trau an enthebt sich dem Meere ein Hochland, genannt Zagorje. Es ist dies eine typische Karstlandschaft, mit wenig Pflanzenwuchs. Steingeröll bedeckt es überall, wasserarm ist die ganze Gegend, die bis zur Mosec planina reicht.

Am Aufbau nehmen die Schichten der Kreide und des Tertiärs teil. Als Kreide kommt hier Hornsteinkalk des Turon und Rudistenkalkstein, sowie Plattenkalk des Senon vor. Das Tertiär ist vertreten durch: 1. Untereozän, mit Liburnischen Schichten und Foraminiferenkalk, der Cosina Gruppe und Alveolinenkalk, 2. Mitteleozän mit unteren Nummulitenschichten, Hauptnummulinenkalk, rotem Kalkstein des Zagorje und Korallenkalk des Opor, 3. Obereozän, mit Knollenmergel, Hornsteinkalk, Breccien und Opormergel, 4. Unteroligozän mit Prominakonglomerat, Mergelschiefer und Flysch, 5. Pliozän mit Terra rossa, Karstlehm und Gehängschutt.

Tektonisch betrachtet gehört das Zagorje-Hochland zu den schwach gewellten Antiklinal-Synklinalzuggebieten des dinarischen Systems. Doch ist die Streichrichtung hier nicht dinarisch, sondern lesinisch, d. h. fast O-W. Als erste Gebirgsbildungsphase kommt die laramische an der Wende Kreide-Eozän in Betracht. Es ist dies eine Phase nur schwacher Undulation. Die nächste, schon starke Gebirgsbildung fällt zwischen Nummulitenkalk und Prominakonglomeratablagerung, könnte also wohl pyrenäisch sein. Starke Undulation, schwache Faltung sind ihr eigen. Die stärkste Faltung tritt aber im Miozän auf, d. h. zwischen der savischen und attischen Phase, einbezüglich die steirische. Hier entstehen schon Überschiebungen, Isoklinalfalten, Schubbrüche. Alle Fal-

tungen sind einer Kraft von NNO zuzuschreiben. Die Verhältnisse sind auf den Abbildungen 1, 2 und 3 zu sehen, die Entwicklung dagegen in der Tabelle 2. des ungarischen Textes, welche die epiro- und orogenetischen Zusammenhänge, sowie die Bauxitablagerung gut zeigt.

Gehen wir nun auf die Besprechung des Bauxits über. Was das Alter anbelangt, wird folgendes festgestellt. In der paleogeographischen, d. h. Entwicklungsgeschichte Dalmatiens zeigen sich neun Sedimentationslücken, von denen sieben Kerner-Marilaun beschrieb. Die achte und neunte sind eigentlich nur Binnensee-Emersionen. Nach der Reihe wären dies folgende: die Lücke zwischen 1. Oberkarbon und Trias, 2. Werfener Schichten und Anisische Stufe, 3. das Norikum (nur im Norden Dalmatiens), 4. zwischen Rhät und Tithon, 5. zwischen unterer und oberer Kreide, 6. Paleozän, 7. zwischen mitteleozän und Oligozän, 8. Rupélien und unterem Pliozän, 9. Jetztzeit.

Als Bauxitablagerungs-Lücken kommen hier in Betracht: No 3., 6. und 7, da alle drei Verkarstungsperioden sind. Von No 3. wissen wir nichts sicheres, No 6. und 7. sind dagegen wahre Bauxitablagerungszeiten, und zwar ist das Liegende von No 6 der Rudistenkalk, das Hangende verschiedene eozäne Schichten bis zum Prominakonglomerat. Von No 7. dagegen: Liegendes ist der Alveolinenkalkstein, Hangendes allgemein die Promina Gruppe. No 8. und 9. kommen wahrscheinlich nur als Durchwaschungs- und Wiederablagerungsperioden in Betracht, wie solche z. B. Weigelin beschreibt. No 6. wird protozäner, No 7 mitteleozäner Bauxit genannt.

Als übersicht über die verschiedenen Lagerungstypen kann die stratigraphische und die tektonische Lagerform gegeben werden.

Stratigraphisch sind die Typen in der Tabelle S. 33 aufgestellt.

In tektonischer Hinsicht ergaben sich sechs verschiedene Lagerungsarten, von denen die vier mittleren auch Kerner bekannt waren.

I. Normale Linse, Sack- oder Dolinenform an keine tektonische Entstehungsform gebunden.

II. Dieselben in der Achse eines Sattels (Abb. 18.). Nicht zusammenhängend.

III. Ausbiss an mehreren parallelen Sattelzügen (Abb. 19).

IV. Ausbiss an mehreren parallelen Sattelzügen, wo mancherorts durch Sattelbruchüberschub (Staffelbruchsystem) nur ein Flügel des Sattels bestehen blieb (Abb. 20).

V. Aufschub eines Sattelflügels auf einen vollkommenen Sattel (Abb. 21). Hier sei zu bemerken, dass sich auch solche Lagerung vor-

	Typus	Liegend	Hangend	Ablagerung: Primär	Ablagerung: Sekundär	Abb. No.
1.	Corljevo	Rudistenkalk	Cosina Schichten	+	+	4, 5 und 6.
2.	Svinjak	Rudistenkalk	Alveolinenkalk	+		7 und 8.
3.	Sedramic*	Rudistenkalk	Promina-konglomerat	+	+	9, 10 und 11.
4.	Kremeno	Rudistenkalk oder Cosina	Unterer Num.-Kalk	+		12 und 13.
5.	Domanović*	Alveolinenkalk	Nummulitenkalk	+		14.
6.	Kalun*	Alveolinenkalk	Promina-konglomerat	+		15.
			Alluvium		+	16.
7.	Medvid*	Nummulitenkalk	Promina konglomerat	+		17.
8.	Imotski*	Alveolinenkalk	Nummuliten-mergel	kommt am Zagorje nicht vor		
9.	Blizanci*	Alveolinenkalk	Promina-sandstein	kommt am Zagorje nicht vor		
10.	Grislić*	Breccie	Breccie	kommt am Zagorje nicht vor		
11.	Konjisko	Verschieden	Pliozän und Alluvium	+ (Terra rossa)		

(Die mit Stern bezeichneten Typen sind Benennungen Kerner—Marilaun's.)

fand, wo zwei verschiedene Bauxitlager ineinandergefaltet sind, d. h. der protozäne bauxit auf den mitteleozänen zu liegen kommt und beide als Rutschfläche bei der Überschiebung dienen (Abb. 21).

VI. Sekundäre Lagerstätten entstanden durch Abwaschung, Abbruch, Einsackung, usw.

Über die Zusammensetzung ist von Kišpatić und Tućan genügend geschrieben worden. Hier sei zum Vergleich, auf die Tabelle 3. im ungarischen Text hingewiesen.

Für Entstehung des Bauxits haben wir leider noch immer keine sicheren Anhaltspunkte. Nach den Untersuchungen von Kišpatić und Tućan kann es sich nur um das Zersetzungsprodukt von Kalk-

stein und Dolomit handeln, da im Bauxit vollkommen dieselben Bestandteile vorkommen. Da man aber bei einem Flöz von ungfähr 1 m mit 150—180 m mächtiger Kalkstein-Zersetzung rechnen muss, kann das nicht das einzige Herkommen sein. Nicht gesprochen von den vielen umgewaschenen Sekundärablagerungen, wie die Weigelein'schen Einsackungen. Nur eins ist sicher: dass der Bauxit mit Emersionsperioden zusammenhängt. Eisenreiche Schichten, sowie vulkanische Gesteine sind in grösserem Unkreis nicht zu finden. Woher also der viele Bauxit? Als einziger Ausweg schien der organogene Ursprung. Das heisst: ein in jedem Meere sich ablagernder roter Schlamm aus der Zersetzung unterseeischer Eruptiva entstanden konnte während der miozänen starken Vulkan- und Gebirgsbildungsstätigkeit gestört worden sein und flottierte so im Meere. Die Zuzammensetzung eines solchen Schlammes nach Clarke ist folgende: SiO_2 55%, Al_2O_3 16%, Fe_2O_3 8·5%, Alkalierde 5%, Alkalien 5%, H_2O 7%, Verschiedenes 3.5%. Ziehen wir nun in Betracht, dass unzählige Meerestiere zum Aufbau ihrer Schalen Kieselsäure benutzen, so bekommen wir eine Verminderung des SiO_2 und damit ein zur Terra rossa oder Bauxitbildung schon geeignetes Material, das in seichte Buchten gelangend sich ablagern konnte. Auch ist während des Schwebens eine Meeresflotation, d. h. Sonderung der verschiedenen Komponenten anzunehmen, wo die am leichtesten flotierenden Bauxitkolloide oder Suspensionen unter dem Einfluss von Cl-Ionen des Brack- oder Salzwassers zur Ausflockung un dann zum Niederschlag gelangen konnten, u. zw. als. Gel.

Wenn dem so ist, so ist nur noch ein mediterranes Klima notwendig, das von Kerner auch bewiesen wurde. Umlagerung und Tektonik wirkten dann zu, dass der Bauxit in seine heutigen Lager kam.

ANNALES INSTITUTI REGII HUNGARICI GEOLOGICI

A MAGYAR KIRÁLYI FÖLDTANI INTÉZET
ÉVKÖNYVE
XXXV. KÖTET, 4. FÜZET

PANNONICTIS-VÉGTAGVIZSGÁLATOK

ÍRTA:
MOTTL MÁRIA DR.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGJI

A MAGYAR KIRÁLYI FÖLDMÍVELÉSÜGYI MINISZTÉRIUM FENNHATÓSÁGA ALATT ÁLLÓ
M. KIR. FÖLDTANI INTÉZET KIADÁSA

MITTEILUNGEN
AUS DEM JAHRBUCH DER KGL. UNGAR. GEOLOG. ANSTALT
BAND XXXV, HEFT 4.

UNTERSUCHUNGEN AN PANNONICTIS-EXTREMITÄTEN

VON:
DR. MÁRIA MOTTL

HERAUSGEGEBEN VON DER DEM KGL. UNG. ACKERBAUMINISTERIUM UNTERSTEHENDEN
KÖNIGLICH UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT

BUDAPEST, 1941.
ATTILA-NYOMDA RÉSZVÉNYTÁRSASÁG II., SZÁSZ KÁROLY-UTCA 3–5.

Wpisano do inwentarza
ZAKŁADU GEOLOGJI
Dział B Nr. 167
Dnia 20. II. 1947

A közlemény tartalmáért és fogalmazásáért a szerző felelős.

*

Für Inhalt und Form der Mitteilung ist der Autor verantwortlich.

9412 Attila-nyomda részvénytársaság Budapest
II. kerület, Szász Károly-utca 3-5. — Telefon: *150—080.
Igazgató: KULCSÁR ANDOR.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGJI

Pannonictis-végtagvizsgálatok.

Irta: MOTTL MÁRIA dr.

A villányi ókvárterkori (saintprestien) emlősfaunában több jómegtartású *Pannonictis* végtag is van. *Pannonictis* végtagokról mindeddig senkisem írt tanulmányt, holott ennek fontosságára már többen rámutattak. (SCHREUDER, BATE) KORMOS T., a leletek gyüjtője a vizsgálat érdekességére való tekintettel volt oly szíves, a tulajdonában lévő végtagcsontokat nekem átengedni és így a m. kir. Földtani Intézet anyagával együtt meglehetősen nagy és szép anyag állt rendelkezésemre.

Sajnos, a nemzetközi politikai helyzet súlyossága következtében nem sikerült Grison végtagokat kézhezkapnom és így összehasonlító vizsgálatra a következő récens fajokat vettem számításba:

Meles meles L. mint ásótípus,
Martes martes L. mint kúszó-típus,
Lutra lutra L. mint aquatilis-típus,
Gulo gulo L. mint típusos hegyilakó.

I. *A felkarcsont. Humerus.*

A vizsgálati eredmények összegezése alapján *Pannonictis* felkarcsontja keverten *Gulo* és *Lutra* bélyegű, rajta tehát a *Melinákkal* szemben határozottan *Mustelina-Lutrina* jellegek domborodnak ki. A nagy és a kis *Pannonictis* felkarcsontja között úgyszólván alig van eltérés. Általánosságban a *Pannonictis pilgrimi* KORM. humerusa valamivel még vidraszerűbb, mint a *Pannonictis pliocaenica* KORM.-é. *Pannonictis* felkarcsontja Martestől, a kúszótípustól a legeltérőbb.

II. *A singcsont. Ulna.*

Pannonictis singcsontja ugyancsak keverten túlnyomóan Gulo és *Lutra* bélyegeket visel és általános felépítésében kétségkívül a vidrával, vagyis az aquatilis típussal egyezik. A nagy és a kis *Pannonictis*-faj között az eltérés nagyon csekély. *Pannonictis pilgrimi* KORM. singcsontján a cavitas sigmoidea major proximo-laterális domborulata valamivel erősebb, így a medio-disztális felületrész is szélesebb. A diafizis dorzo-laterális izomtapadási felületének a fejlettsége igen változó, az erős *Pannonictis pliocaenica* hímeknél feltűnően széles, lapított és homorú, míg a *Pannonictis pilgrimi* KORM. esetében gyengébben fejlett.

III. *A combcsont. Femur.*

Általános felépítésében *Pannonictis* combcsontja a nyusztétól, vagyis a kúszótípustól tér el a legjobban. Bélyegeiben a vidra és a rozsomák között áll és pedig összbenyomás tekintetében az előbbi típushoz közelebb, A kis *Pannonictis*-faj combcsontja vidraszerűbb, mint a nagy *P. pliocaenica*-é. A két faj közötti észrevehetőbb különbség mindössze az, hogy a *P. pliocaenica*-n a caput femoris és a trochanter major közötti collum-nyereg hosszabb és laposabb, *P. pilgrimi* combcsontján rövidebb és mélyebb.

IV. *A sipcsont. Tibia.*

Pannonictis a sipcsont közel egyenes alakjában és egyéb bélyegeiben az aquatilis életmódot folytató vidrától jól különbözik és általános felépítésében a rozsomákhoz áll legközelebb. A két *Pannonictis*-faj közötti csekély különbség abban mutatható ki, hogy *P. pilgrimi* sipcsontja valamivel görbültebb, gracilisabb és az incisura poplitea valamivel mélyebb.

V. *A sarokcsont. Calcaneus.*

Csonttani felépítésében *Pannonictis* sarokcsontja a rozsomákhoz áll legközelebb, míg a borztól és a vidrától jól különbözik. A két *Pannonictis*-faj sarokcsontja között alig van eltérés, mindössze a *P. pilgrimi* calcaneusán az oro-laterális nyúlvány erősebb, az ugrócsontnak szolgáló facies articularis medialis pedig valamivel magasabb helyzetű.

VI. *Az ugrócsont. Talus.*

Jellegeinek alapján *Pannonictis* ugrócsontja legjobban a vidráéval egyezik, míg a borztól és a nyuszttól jól elkülönül. A két *Pannonictis*-faj között semmiféle lényegesebb eltérést nem tapasztaltam.

VII. *A medencecsont. Pelvis.*

Pannonictis medencéje egész felépítésében határozottan lutroid, sőt csípőcsontja még a vidráénál is rövidebb. A nagy és a kis *Pannonictis*-faj közötti különbség azzal fejezhető ki, hogy *P. pilgrimi* medencéje egy fokkal még vidraszerűbb, mint *P. pliocaenica*-é.

A magyarországi ópleisztocénkorú *Pannonictis*-nem erős, zömök végtagjai keverten túlnyomóan *Gulo* és *Lutra* bélyegűek, amelyek közül utóbbiak különösen a mellső végtagokon és a medencén érvényesülnek, míg a hátsó végtagon a lutroid jelleg elmosódottabb. A *Pannonictis*-nem hátsó végtagjai ugyanis a vidrával ellentétben kevésbbé görbültek, sőt egyenes voltuk szinte feltűnő. A rövidebb-zömökebb mellső végtagokhoz képest a hátsó végtagok hosszabbak és karcsúbbak is. Több csonttani bélyeg alapján *Pannonictis* végtagjain egyes nyujtóizom-csoportok gyengébb tapadására, kifejlődésére következtethetünk. Általános csonttani felépítésében a *Pannonictis*-nem legjobban *Melestől,* az ásótípustól és *Martestől,* a kúszótípustól tér el. A nagy és a kis *Pannonictis*-faj vizsgált végtagcsontjai között lényeges eltérések nincsenek, általában azt mondhatjuk, hogy *P. pilgrimi* egész habitusában valamivel lutroidabb, mint a nagy *P. pliocaenica*. Fentiek alapján így arra következtethetünk, hogy a két faj egymástól jelentősebben eltérő életmódot nem folytathatott. Amint csonttani és kraniológiai felépítésében úgy valószínűleg életmódjában is a kis *Pannonictis* még lutroidabb volt, mint a nagy *Pannonictis pliocaenica*.

Untersuchungen an Pannonictis-Extremitäten.

Von: DR. MÁRIA MOTTL.

In der altqartären (Saintprestian) Säugetierfauna von Villány (Südwestungarn, Kom. Baranya) sind nebst anderen Funden auch mehrere *Pannonictis*-Extremitätenknochen vorhanden. In der Fachliteratur sind über *Pannonictis* Extremitäten bisher keine Forschungsergebnisse bekannt, obzwar schon mehrere Forscher auf die Wichtigkeit derartiger Studien hingewiesen haben. (SCHREUDER, BATE) Herr Priv. Doz. DR. TH. KORMOS, der die Funde barg, war so freundlich, die in seinem Besitz befindlichen Gliedmassenknochen für meine Studien zu überlassen, wodurch mir zusammen mit dem Material der Kgl. Ung. Geol. Antalt ein ziemlich grosses und schönes Untersuchungsmaterial zur Verfügung stand.

Infolge der schwierigen internationalen politischen Lage ist es mir leider nicht gelungen, auch zu Grison Extremitätenknochen zu gelangen, weshalb zum Vergleich folgende rezente Arten herangezogen wurden:

Meles meles L. als Grabtyp,
Martes martes L. als Klettertyp,
Lutra lutra L. als aquatile Form und
Gulo gulo L. als typischer Bergbewohner.

I. *Der Oberarmknochen. Humerus.*

In Vorderansicht gleichen die Humeri von *Pannonictis* am meisten dem Oberarmknochen des Fischotters. In dieser Ansicht erscheinen sie im Gegensatz zum Oberarmbein von *Martes* und *Meles,* —

ähnlich krumm wie bei *Lutra* gestaltet. Der gerade, schlanke Humerus des Marders weicht vom *Pannonictis* Typus am stärksten ab.

Der Humeruskopf, Caput humeri ist am Oberarmknochen des Vielfrasses gross und breit, bei *Meles* und *Lutra* schon schmäler gebaut. In dieser Hinsicht steht *Pannonictis* zwischen *Gulo* und den beiden letzgenannten Arten. Die proximale Gelengfläche erstreckt sich

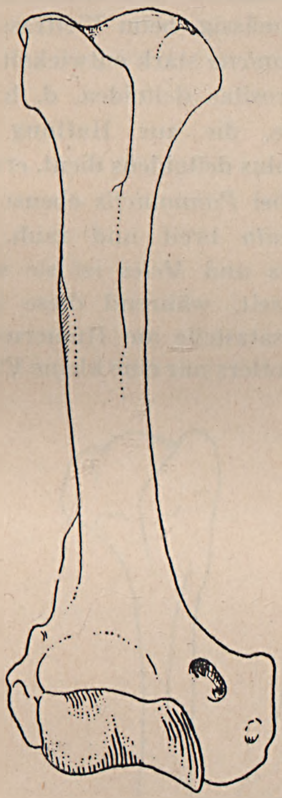


Abb. 1. *Pannonictis pliocaenica* KORM. Nat. Gr. Altpleistozän. Ungarn. Sämtliche Zeichnungen gezeichnet von: DR. MÁRIA MOTTL.

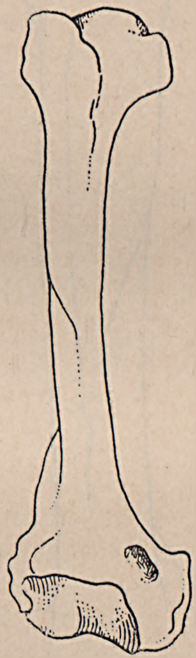


Abb. 2. *Pannonictis pilgrimi* KORM. Altpleistozän. Ungarn. Nat. Gr.

bei *Pannonictis, Gulo* und *Martes* bis hinein in den Sulcus intertubercularis, während sie bei *Meles* und *Lutra* reduzierter ist.

Der Tuberculum majus ist am Oberarmbein vom Vielfrass, Dachs und Marder gut entwickelt, am denen des Fischotters und *Pannonictis* gegen den Sulcus intertubercularis abgeschrägt. Der Tuberculum minus ist bei *Pannonictis* viel entwickelter als bei *Meles* und *Gulo,* weshalb

die proximale Epiphyse der *Pannonictis*-Oberarmknochen stark und breit erscheint, sie übertrifft sogar noch *Lutra* um etwas. Im Gegensatz zum Marder stellt hier *Pannonictis* das andere Extrem dar.

Die Crista humeri ist demgegenüber am Oberarmknochen des Fischotters schwach, an dem des Marders und beim Dachs mittelmässig, beim Vielfrass und *Pannonictis* stark entwickelt. Die Tuberositas deltoidea, d. h. die Fläche, die zur Haftung des Musculus deltoideus dient, erweist sich bei *Pannonictis* ebenso wie bei *Gulo* breit und rauh. Bei *Martes* und *Meles* ist sie weniger breit, während diese Muskelansatzstelle am Humerus des Fischotters nur eine kleine Fläche

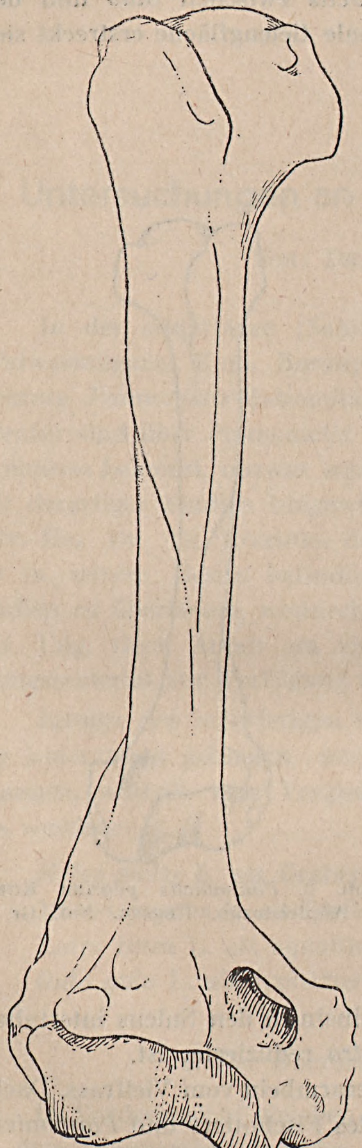


Abb. 3. *Gulo gulo* L. Rezent. ♂ Nat. Gr.

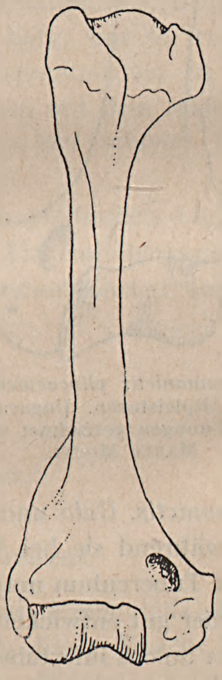


Abb. 4. *Lutra lutra* L. Rezent. Nat .Gr.

einnimmt, indem das Oberarmbein an jener Stelle nur eine schwache Abplattung zeigt und der Schaft einen Kamm bildet. Der Corpus ist verhältnismässig bei Lutra am schmächtigsten.

Das Distalende der *Pannonictis* Oberarmknochen erscheint infolge der kräftigen Entwicklung des Ento- und Ectocondylus auffallend stark und breit. In der Stärke des Ectocondylus stimmt *Pannonictis* mit *Meles,* im Entwicklungsgrad des Entocondylus mit *Gulo*

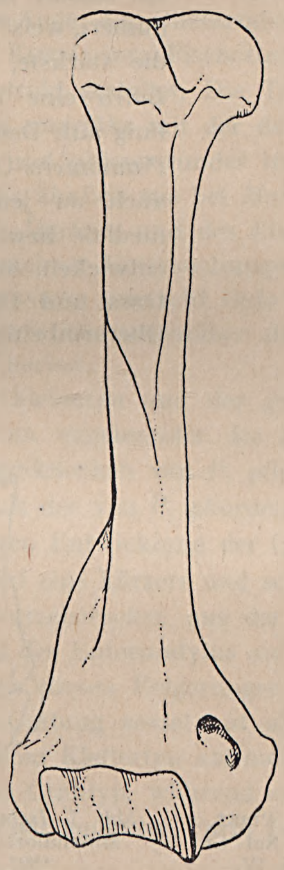


Abb. 5. *Meles meles* L. Rezent. Nat. Gr.

überein. An den *Pannonictis* Humeri ist die schwache Ausbildung und die Kürze der Crista supinatoria externa auffallend. In diesem Merkmal ähneln sie *Martes* und *Lutra,* gegenüber *Gulo* und *Meles,* bei welchen Arten dieser Kamm entwickelter, breit und höher hinaufreichend ist. Die Crista supinatoria externa finden wir auch am Ober-

armknochen der miozänen Art: *Ischyrictis zibethoides* Blainv. von Sansan schwach ausgebildet, doch ist bei dieser Art auch der Entocondylus reduzierter als bei *Pannonictis*.

Die Fossa coronoidea ist bei sämtlichen untersuchten Arten ziemlich tief, am Oberarmknochen des *Gulo* und *Pannonictis* am tiefsten. In der Ausbildung des Foramen entepicondyloideum gleicht *Pannonictis* dem Vielfrass. Der laterale bzw. der radiale Teil der Rolle, Trochlea humeri, weist bei *Meles* und *Gulo* die stärkste, bei *Pannonictis* und *Lutra* eine reduziertere Entwicklung auf. Demgegenüber ist an den *Pannonictis*-Oberarmknochen, wie auch an jenen des Marders die mediale bzw. ulnare Hälfte besser entwickelt, am Humerus von Vielfrass und Dachs reduzierter. Am Oberarmbein des *Ischyrictis zibethoides* Blainv. finden wir die Pars medialis, wie auch die ganze Trochlea-Fläche gut entwickelt vor. Der von H. Helbing abgebildete (1936, Taf. IV, Fig. 4—7 und 8—9) *Ischyrictis mustelinus* Viret-Oberarmknochen von Steinheim a. A. (Sarmat) weicht in seiner geraden, schlanken Form, in der schwachen Ausbildung seiner Epiphysen und in der

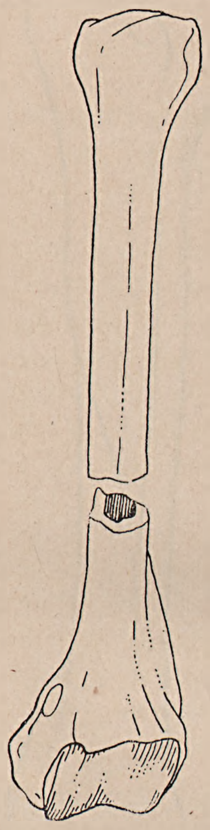


Abb. 6. *Ischyrictis mustelinus* Viret. Obermiozän. Steinheim a. A. Nat. Gr. Nach H. Helbing, 1936, Taf. IV, Fig. 4—8.

Abb. 7. *Ischyrictis zibethoides* Blainv. Mittelmiozän. Sansan. Nach Filhol, 1891, Pl. VI, Fig. 3.

stärkeren Entwicklung seiner Crista supinatoria externa von *Pannonictis* stark ab. An ihm überwiegen eher meline Züge.

In Seitenansicht ist das Oberarmbein von *Meles* am geradesten, bei *Martes* nur proximal etwas krumm, bei *Gulo* und bei *Pannonictis* ungefähr gleich sanft, bei *Lutra* am stärksten gekrümmt.

In Hinteransicht fällt an den *Pannonictis* Humeri gegenüber *Gulo* und *Meles* vorerst die Reduktion der oberhalb der Fossa olecranini liegenden Fläche, als Folge der schwächeren Entwicklung der Crista supinatoria externa ins Auge. Am Oberarmbein der kleineren *Pannonictis* Art: *P. pilgrimi* KORM. von Fischottergrösse finden wir diese Fläche vollkommen lutroid gestaltet. Die Tiefe der Fossa olecranini stimmt bei *Pannonictis* ungefähr mit der des *Gulo* überein, während sie beim Dachs tiefer und grösser-runder ist. Der mediale Rand der Rolle ist bei *Pannonictis* ähnlich wie bei *Martes* reduziert, am Humerus des Vielfrasses, des Dachses und des Fischotters entwickelter.

Als Endergebnis meiner Untersuchungen ergibt sich, dass das Oberarmbein von *Pannonictis* gemischt *Gulo* und *Lutra* Merkmale an sich trägt. An ihm treten also gegenüber der Melina musteline und lutrine Charakterzüge hervor.

Die Humeri der kleineren und der grösseren *Pannonictis* Art unterscheiden sich kaum voneinander. Im allgemeinen können wir sagen, dass der Oberarmknocken von *P. pilgrimi* KORM. etwas noch lutroider gestaltet ist, als der von *P. pliocaenica* KORM.

Aus der schwächeren Entwicklung der Crista supinatoria externa kann bei *Pannonictis* auf eine kürzere und schwächere Anheftung der Hand- und der Handwurzelstrecker, aus der starken Ausbildung des Tuberculum minus und des Entocondylus auf die Stärke der Flexoren geschlossen werden. Aus diesen Folgerungen kann über die Lebensweise der *Pannonictis*-Gattung soviel auf alle Fälle gesagt werden, dass ihr Oberarmbein vom Klettertyp am meisten abweicht. Es unterscheidet sich auch vom Grabtyp, während es gut mit dem Humerus von *Gulo* und mit dem der aquatilen Form *Lutra* übereinstimmt.

II. *Die Elle. Ulna.*

Die Elle ist bei *Gulo* und *Meles* länger, bei *Lutra* und *Martes* kürzer als der Humerus. Die Ulna von *Pannonictis pliocaenica* KORM. ist ebenfalls etwas länger, bei *P. pilgrimi* KORM. etwas kürzer als der Oberarmknochen. Die kleinere Art scheint in dieser Hinsicht also wieder lutroider proportioniert zu sein, als *P. pliocaenica* KORM.

Die Ausbildung des Olecranon hängt nach Lips[1] von der Wirkung der dort haftenden Streckmuskeln (Triceps-Anconaeus Gruppe) ab. Wir finden es dort am stärksten, wo zur Überwindung grosser Wiederstände kräftige Streckbewegungen nötig sind, so z. B. bei *Lutra* (Schwimmen), bei *Meles* (Graben), während es beim Braunbär klein gestaltet ist.

Die Länge des Olecranon (vom Rostrum bis zum Ende des Olecranon) beträgt

bei *Lutra* 18.6⁰/₀,
bei *Meles* 15.7⁰/₀,
bei *P. pliocaenica* 15.3⁰/₀,
bei *P. pilgrimi* 15⁰/₀,
bei *Gulo* 11.8⁰/₀,
bei *Martes* 11.1⁰/₀,
bei *Ischyrictis mustelinus* 9.6⁰/₀ der Ulna-Länge.

In meinem Untersuchungsmaterial sind die beiden rezenten Extreme einesteils durch *Lutra,* den Schwimmtyp mit breitem, grossem Olecranon, anderenteils durch *Martes,* den Klettertyp mit niedrigem, sich verschmälerndem Olecranon vertreten. Die *Pannonictis*-Ellen stehen in dieser Hinsicht der Form nach *Lutra,* in ihren Ausmassen *Meles* am nächsten. Das Olecranon von *Ischyrictis mustelinus* Viret ist noch kürzer als bei *Martes.*

Was die Ausbildung der proximalen Epiphyse betrifft, so finden wir das Olecranon des Fischotters nicht nur der Länge, sondern auch der Breite nach entwickelt, das Rostrum verhältnismässig kurz. Demgegenüber biegt sich der Ellbogenhöcker in Hinteransicht weniger einwärts wie z. B. bei *Gulo,* wo auch das hintere, einwärts gebogene Ende des Olecranon stark entwickelt ist, während sich vorn, oberhalb des starken Rostrum zwischen zwei Kämme eingeschlossen eine breite Ansatzfläche befindet.

Der Ellbogenhöcker des Dachses erweist sich zwar lang, verschmälert sich jedoch nach oben, während das Olecranon des Marders kurz ist und sich nach oben zu verjüngt. Oberhalb des Rostrum olecranini befindet sich sowohl bei *Meles* als auch bei *Martes* eine gut entwickelte Ansatzfläche zum festsetzen der Streckmuskeln. Das Olecranon des *Ischyrictis mustelinus* Viret von Steinheim a. A. ist zwar von breiter Form, jedoch sehr kurz. An ihm ist auch die Ansatzstelle der Triceps-Gruppe weniger ausgeprägt als z. B. bei *Meles* (siehe H. Helbing 1936).

Bezüglich der Stärke des Ellbogenhöckers steht *Pannonictis* zwischen *Gulo* und *Lutra.* Sein Rostrum ist mittelmässig entwickelt und über ihm, an der freien Fläche des Olecranon ist, — wie auch bei *Gulo* und *Martes,* — eine von zwei Kämmen begrenzte breite und konkave Ansatzfläche zu sehen, während an der Elle des Fischotters diese Fläche weniger ausgeprägt erscheint.

Abb. 8. *Pannonictis pliocaenica* KORM. Altpleistozän. Ungarn. Nat. Gr.

Abb. 9. *Pannonictis pilgrimi* KORM. Altpleistozän. Ungarn. Nat. Gr.

Im Gegensatz zu *Lutra* finden wir bei *Pannonictis* die rückwärtige Spitze des Olecranon in medialer Richtung stärker ausgezogen, auch schmächtiger gebaut, in welcher Gestaltung *Pannonictis* *Martes* ähnelt.

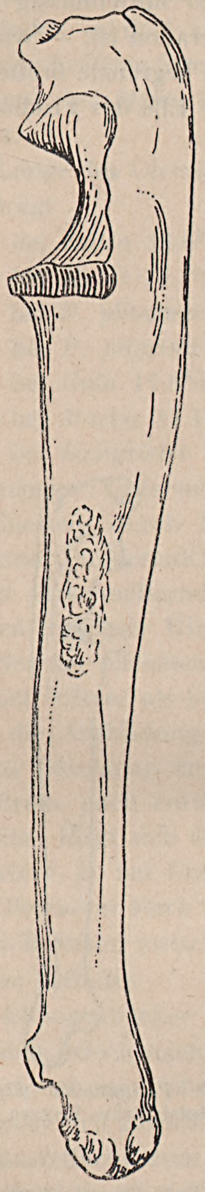


Abb. 10. *Gulo gulo* L. ♂ Rezent. Nat. Gr.

Abb. 11. *Ischyrictis mustelinus* VIRET. Obermiozän. STEINHEIM a. A. Nat. Gr. Nach H. HELBING, 1936, Fig. 7a

Die proximo-laterale Wölbung der Cavitas sigmoidea major ist entsprechend der Entwicklung der hinteren Fläche der Trochlea humeri, an der Elle des Vielfrasses am stärksten, bei *Meles* und *Martes* weniger nach oben, mehr in lateraler Richtung entwickelt, während diese Gelenkfläche bei *Lutra* am flachsten gestaltet ist. *Pannonictis* steht in dieser Hinsicht der *Meles-Martes* Form am nächsten.

Die distalen Flächenteile der Cavitas sigmoidea major sind an der Elle des Vielfrasses und des Dachses am grössten, bei *Martes* und *Lutra* schon reduzierter. *Pannonictis* gehört dem letzteren Typus an.

In der Ausbildung der Cavitas sigmoidea minor besitzt *Pannonictis* noch die meiste Ähnlichkeit mit *Gulo*. Der Processus coronoideus ist ähnlich stark entwickelt, wie bei *Gulo*.

Die dorso-laterale Fläche der Elle, an der die Streckmuskeln haften, erweist sich bei *Meles* am wenigsten konkav. Sie wird ungefähr in der Mitte des Knochenschaftes von einer länglichen, flachen, rauhen Stelle begrenzt. An der Elle des Vielfrasses ist diese, neben der Cavitas sigmoidea verlaufende Fläche schon konkaver, rinnenförmiger und die Tuberositas ulnae, zwar ebenso länglich gestaltet, doch von tieferer Lage, als bei *Meles*. An der Ulna des Fischotters ist diese Fläche besonders in ihrem oberen Teil stark vertieft, zugleich abgeplattet und unten von der Tuberositas ulnae wie von einem starken Knochenwulst begrenzt. Die *Pannonistis*-Ellen sind in dieser Hinsicht vollkommen lutroid, während *Ischyrictis mustelinus* VIRET von Steinheim am meisten *Gulo* gleicht.

Die oben abgebildete *Pannonictis pliocaenica* KORM. Elle gehörte einem starken Männchen, während die *Pannonictis pilgrimi* KORM.-Ulna von einem kleineren Weibchen stammt.

In der Ausbildung des Processus styloideus stimmt *Ischyrictis* mit *Gulo, Pannonictis* mehr mit *Lutra* überein. Der an der Innenseite der distalen Epiphyse befindliche Knochenkamm ist an der Elle des Vielfrasses am stärksten entwickelt, während *Pannonictis* eher dem Marder und *Ischyrictis* gleicht.

Bezüglich der allgemeinen Gestaltung, gehören die Ellen des Marders, des Vielfrasses, sogar die des Dachses zum schlanken, gestreckten Typ, gegenüber der gedrungenen, abgeplatteten Ulna des Fischotters. *Pannonictis* verhält sich diesbezüglich vollkommen lutroid, während *Ischyrictis mustelinus* VIRET tatsächlich dem Vielfrass am ähnlichsten ist.

Bei Zusammenfassung der Ergebnisse sehen wir also wieder.

dass die Elle der Gattung *Pannonictis* gemischt überwiegend *Lutra* und *Gulo*-Merkmale aufweist und dass sie in ihrem allgemeinen Bau zweifelsohne mit *Lutra* also mit der aquatilen Form am besten übereinstimmt.

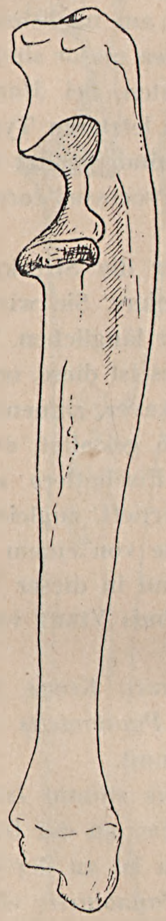


Abb. 12. *Meles meles* L. Rezent. Nat. Gr.

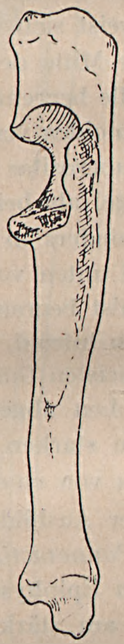


Abb. 13. *Lutra lutra* L. Rezent. Nat. Gr.

Der Unterschied zwischen der kleinen und der grossen *Pannonictis* Art ist sehr gering. Die proximo-laterale Wölbung der Cavitas sigmoidea major erweist sich an der Elle des *Pannonictis pilgrimi* KORM. etwas stärker, wie auch der medio-distaler Flächenteil breiter entwickelt ist. Der Entwicklungsgrad der dorso-lateralen Muskelan-

satzstelle der Diaphyse ist ziemlichen Schwankungen unterworfen. Sie ist bei den starken *Pannonictis pliocaenica* Männchen auffallend breit, abgeflacht und konkav, bei *Pannonictis pilgrimi* schwächer ausgebildet.

III. *Der Oberschenkelknochen. Femur.*

Als eine allgemeine Bemerkung sei Folgendes vorausgeschickt: das Femur des Fischotters ist gleichlang wie der Humerus, bei *Meles* und bei *Gulo* schon länger. Wenn wir die beiden Gliedmassenknochen

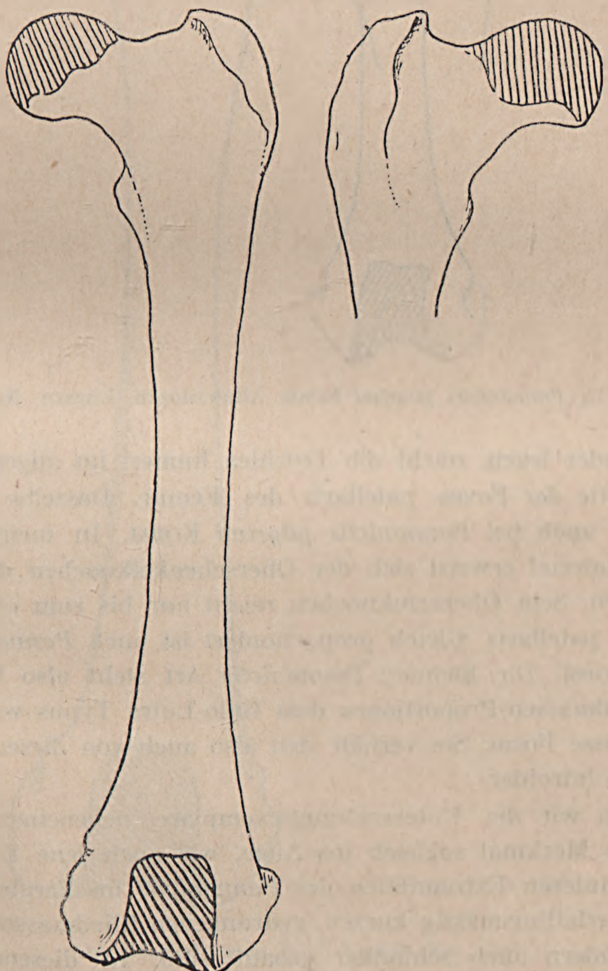


Abb. 14. *Pannonictis pliocaenica* KORM. Altpleistozän, Ungarn, Nat. Gr.

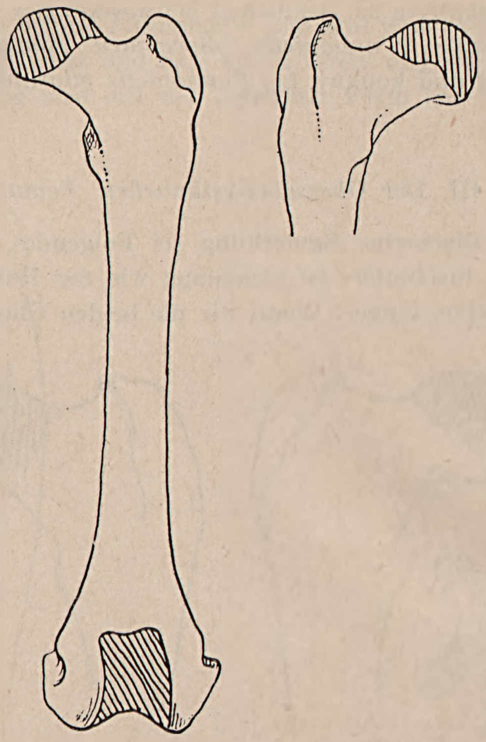


Abb. 15. *Pannonictis pilgrimi* KORM. Altpleistozän. Ungarn. Nat. Gr.

nebeneinander legen, reicht die Trochlea humeri im allgemeinen nur bis zur Mitte der Fovea patellaris des Femur. Dasselbe Verhältnis finden wir auch bei *Pannonictis pilgrimi* KORM. In meinem Untersuchungsmaterial erweist sich der Oberschenkelknochen des Marders am längsten. Sein Oberarmknochen reicht nur bis zum oberen Rand der Fovea patellaris. Gleich proportioniert ist auch *Pannonictis pliocaenica* KORM. Die kleinere *Pannonictis* Art steht also in Hinsicht seiner Gleidmassen-Proportionen dem Gulo-Lutra Typus wieder näher als die grosse Form. Sie verhält sich also auch von diesem Gesichtspunkte aus lutroider.

Wenn wir die Untersuchungsexemplare nebeneinander legen, fällt dieses Merkmal sogleich ins Auge, wie auch jene Erscheinung, dass die hinteren Extremitäten des *Pannonictis* im Vergleich zu den vorderen verhältnismässig kurzen, gedrungenen Gliedmassen nicht nur länger, sondern auch schlanker gebaut sind. In diesem Merkmal weichen sie von Lutra ab.

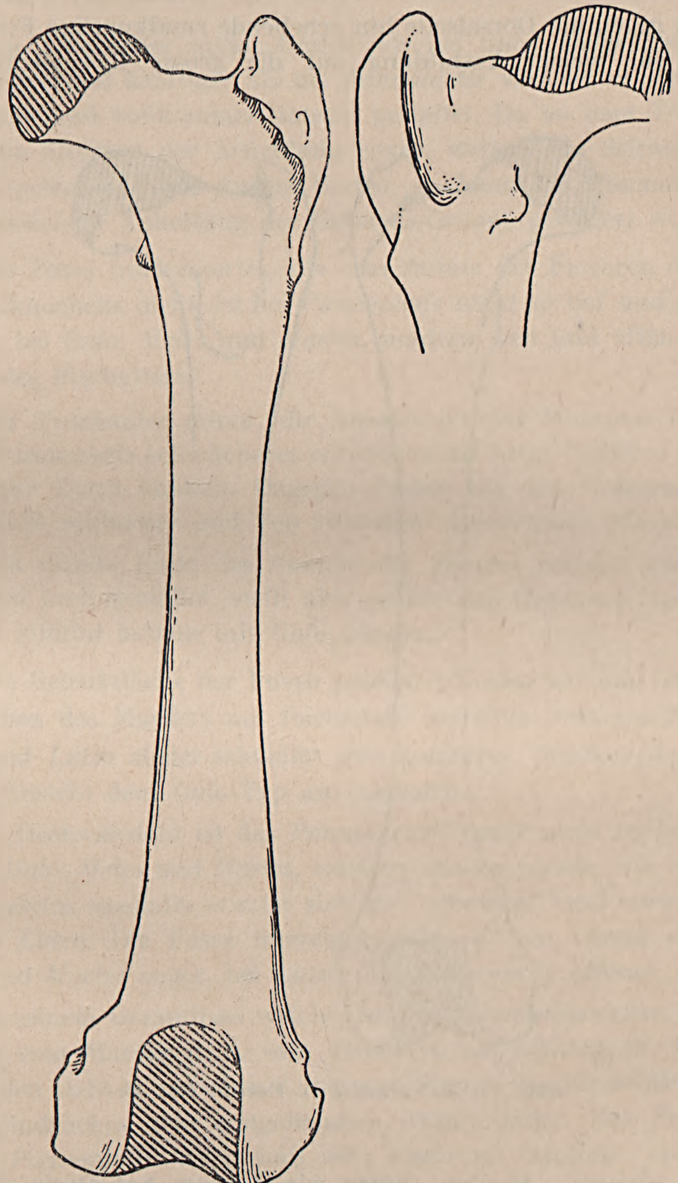


Abb. 16. *Gulo gulo* L. ♂ Rezent. Nat. Gr

An den *Pannonictis*-Oberschenkelknochen fällt, — im Gegensatz zum Femur der anderen Arten, — der vom Collum gut abgeschnürte und sich gegen die Dorsalseite hin erhebende rundkugelige Femurkopf sogleich auf, welche Ausbildung auf die grosse Beweglichkeit des

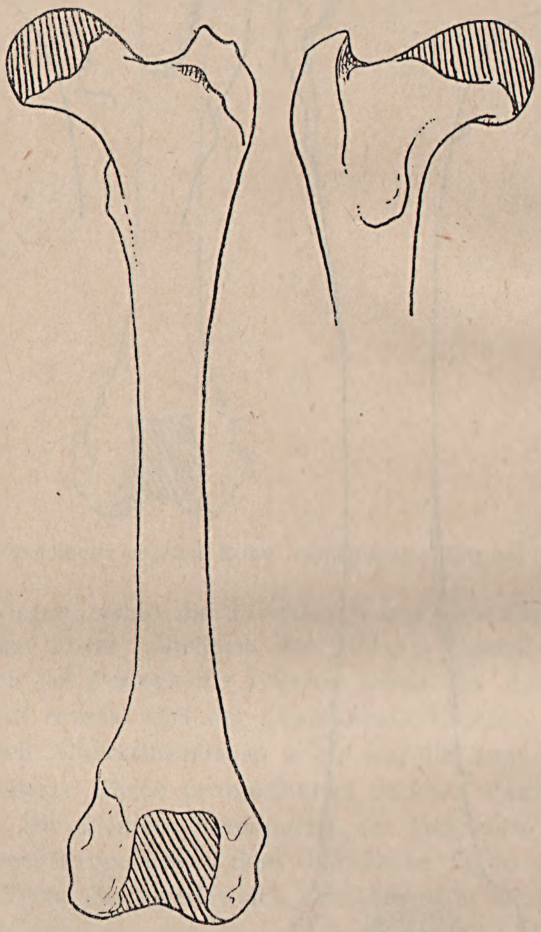


Abb. 17. *Meles meles* L. Rezent. Nat. Gr.

Femurs hinweist. An ihm finden wir die zur Anheftung des Ligamentum teres dienende Fovea capitis gut vertieft.

Der zwischen dem Trochanter major und dem Femurkopf liegende Collum-Sattel ist am Oberschenkelknochen des *Gulo, Lutra* und

des *Pannonictis pliocaenica* länger und breiter entwickelt, am Femur des Marders, des Dachses und des *P. pilgrimi* tiefer eingeschnitten und kürzer.

Den Trochanter major finden wir bei *Gulo, Meles* und *Martes* entwickelter und kräftiger als bei *Pannonictis* vor, wo er sich lateral abgerundet und vollkommen lutroid gestaltet. Da an dem Trochanter major die Strecker der Articulatio coxae, weiters die Seitwärtszieher des Kniegelenkes ihren Ansatz finden, so kann bei *Pannonictis* auf eine schwächere Anheftung der Glutaeus-Gruppe gefolgert werden.

Die Fossa trochanterica, die zum Ansatz der Flexoren des Oberschenkelknochens dient, ist bei *Pannonictis* nicht so tief und geschlossen, wie bei *Gulo, Meles* und *Martes,* sondern weit und offen, wie am Femur des Fischotters.

Der Trochanter minor, die Ansatzstelle des Musculus ileo-psoas ist bei *Pannonictis* schwächerer entwickelt als beim Vielfrass und deshalb mehr *Lutra* ähnlich. Dagegen finden wir den Femurschaft bei *Pannonictis* schlanker und von runderem Querschnitt, als bei *Lutra.*

Das distale Ende des *Pannonictis* Femurs erweist sich wieder stark und breit gestaltet, stellt also gerade den Gegensatz von *Martes* dar und stimmt bestens mit *Gulo* überein.

Die Gelenkfläche der Fovea patellaris finden wir am Oberschenkelknochen des Marders am flachesten, bei *Gulo* breit-gewölbter, bei *Meles* und *Lutra* steiler-schmäler und konkaver. *Pannonictis* steht in dieser Hinsicht dem *Gulo*-Typ am nächsten.

In Hinteransicht ist das *Pannonictis* Femur nicht so geschweift, wie bei *Gulo, Meles* und *Martes,* sondern nahezu gerade, wie bei *Lutra.* Der Condylus medialis erweist sich gut entwickelt und etwas breiter, wie bei *Lutra.* Die Fossa intercondyloidea ist am Femur des *Gulo, Meles* und *Martes* enger, bei *Lutra* und *Pannonictis* offener.

In seinem Gesamtbau weicht der Oberschenkelknochen des *Pannonictis* vom Marder d. h. vom Klettertyp am meisten ab. In seinen Merkmalen steht er zwischen *Lutra* und *Gulo* u. zw. hinsichtlich seines Gesamteindruckes dem erstgenannten Typus näher. Das Femur der kleinen *Pannonictis* Art verhält sich wiederum lutroider, als das der grösseren *P. pliocaenica* KORM.

Zwischen der kleinen und der grossen *Pannonictis* Art kann ein bemerkenswerter Unterschied nur in der Ausbildung des Collum-

Sattels festgestellt werden, indem bei *P. pliocaenica* dieser länger und flacher, bei *P. pilgrimi* kürzer und eingeschnittener ist, weshalb der Trochanter major letzterer Art zugespitzter erscheint.

Die durch D. M. A. BATE abgebildete (1935, Fig. 1, C—E) Femurskizze des sardinischen Enhydrictis galictoides F. Maj. nähert sich am besten noch dem *Pannonictis pilgrimi*-Typ, doch deutet sie auf eine ausgesprochen schlanke Form hin.

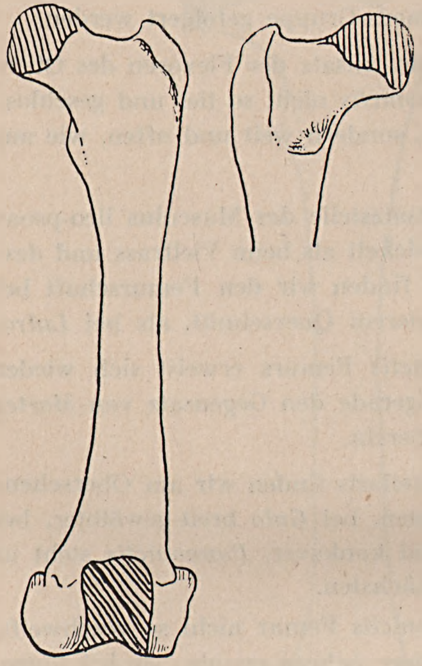


Abb. 18. *Lutra lutra* L. Rezent. Nat. Gr.

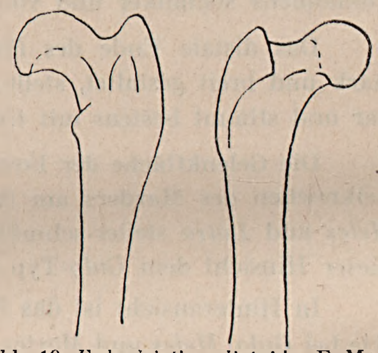


Abb. 19. *Enhydrictis galictoides* F. MAJ. Altpleistozän, Sardinien. Ung. nat. Gr. Nach D. BATE, 1935, Fig. 1. C—E.

Hintere Extremitätenknochen des *Ischyrictis mustelinus* Viret sind von Steinheim leider nicht bekannt, daher in der wertvollen Abhandlung H. HELBINGS nicht beschrieben worden.

IV. *Das Schienbein. Tibia.*

Schienbein und Oberschenkelknochen des Vielfrasses sind von gleicher Länge, die Tibia des Dachses kürzer, die des Fischotters und des Marders um ebensoviel länger. Die Längenverhältnisse der hinteren Gliedmassen der Gattung *Pannonictis* stimmen ungefähr mit denen

des Dachses überein. Bei der kleineren Art ist der Unterschied zwischen den beiden Gliedmassenknochen jedoch geringer. *Pannonictis* unterscheidet sich also in den Proportionen seiner hinteren Gliedmassen gut von *Lutra,* erweist sich aber auch in der nahezu geraden Form des

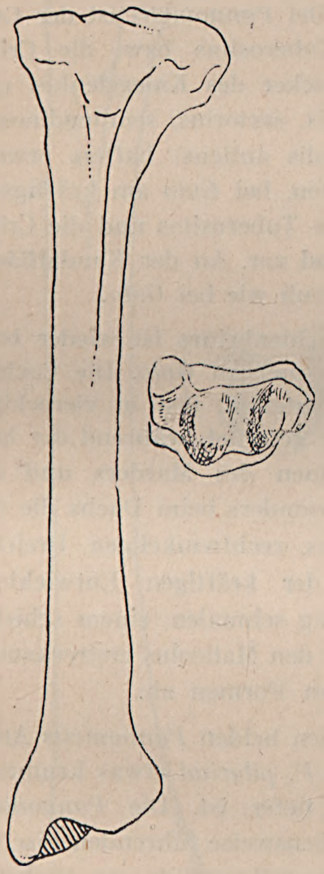


Abb. 20. *Pannonictis pliocaenica* KORM. Altpleistozän, Ungarn. Nat. Gr.

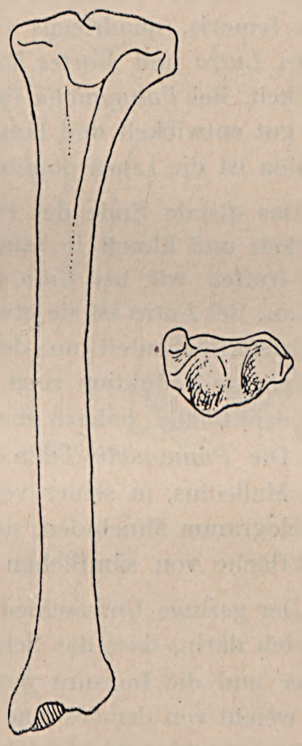


Abb. 21. *Pannonictis pilgrimi* KORM. Altpleistozän, Ungarn. Nat. Gr.

Schienbeines als von der vorerwähnten Art verschieden. Diese gerade Gestalt der Tibia bringt *Pannonictis* schon nahe an *Enhydrictis galictoides,* dessen Schienbein im Vergleich zum Oberschenkelknochen viel gedrungener ist. Auch ist die kräftige Entwicklung seiner Epiphysen

auffallend. In der Ausbildung der proximalen Gelenkfläche ist *Pannonictis* von den untersuchten Arten am meisten *Gulo* ähnlich, weicht jedoch in dem geringeren Ausschnitt der Incisura poplitea von dieser Art ab. Am Schienbein des Vielfrasses und des Fischotters treffen wir nämlich diese Incisur gut, bei *Meles* schon weniger eingeschnitten, während bei *Martes* kaudal zwischen den beiden Condyli sich nur eine sehr schwache Vertiefung befindet. Bei *Pannonictis* ist der Condylus lateralis kräftig entwickelt. Die Tuberositas bzw. die Crista tibiae, an der Flexoren des Femur, Strecker des Kniegelenkes und Drehmuskeln der Füsse (Musculus gracilis, sartorius, semitendinosus, biceps femoris, quadriceps femoris, tibialis anticus) haften, erweist sich bei *Lutra* und *Martes* am schwächsten, bei *Gulo* am kräftigsten entwickelt. Bei *Pannonictis* finden wir die Tuberositas und die Crista tibiae gut entwickelt und länger verlaufend vor. An der Kaudalfläche der Tibia ist die Linea poplitea ähnlich rauh wie bei *Gulo*.

Das distale Ende des *Pannonictis* Schienbeines ist wieder breit entwickelt und ähnelt in seinem Bau am meisten *Gulo*. Die Cochlea tibiae treffen wir bei *Gulo* am ausgedehntesten, fast in viereckiger Form an. Bei *Lutra* ist sie etwas schmäler gestaltet, während der laterale Gelenkflächenteil an den Schienbeinen des Marders und des Dachses eine Reduktion zeigt, weshalb besonders beim Dachs die distale Gelenkfläche nahezu die Form eines rechtwinkeligen Dreieckes zeigt. Die *Pannonictis*-Tibia weicht in der kräftigen Entwicklung seines Malleolus, in seiner verhältnismässig schmalen, einem schiefen Parallelogramm ähnelnden, sich auch auf den Malleolus erstreckenden Gelenkfläche von sämtlichen untersuchten Formen ab.

Der geringe Unterschied zwischen den beiden *Pannonictis* Arten zeigt sich darin, dass das Schienbein von *P. pilgrimi* etwas krummer, graziler und die Incisura poplitea etwas tiefer ist. Die *Pannonictis* Tibia weicht von der des eine aquatile Lebensweise führenden Fischotters stets gut ab und steht in seinem Gesamtbau *Gulo* am nächsten. Das Schienbein der kleineren *Pannonictis* Art verhält sich hinsichtlich seiner Krümmung etwas lutroider.

Die von D. Bate abgebildete Tibia ist im Vergleich mit dem verhältnismässig schlankem Oberschenkelknochen des *Enhydrictis* von etwas auffallender Form.

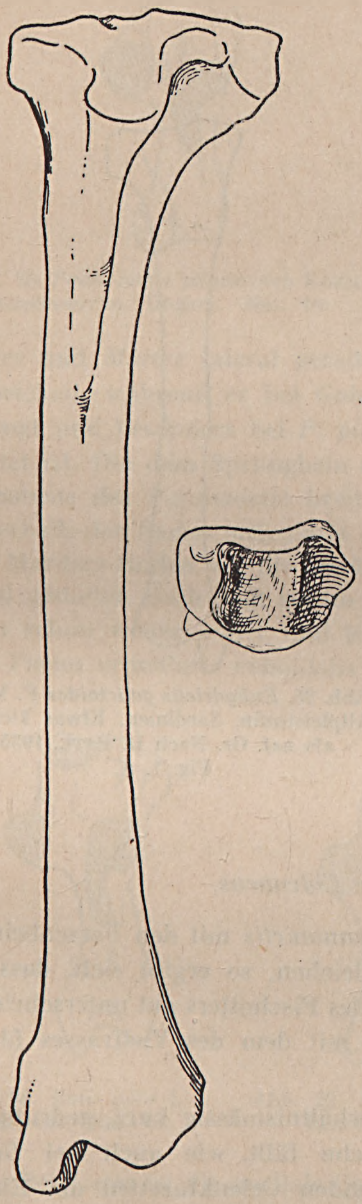


Abb. 22. *Gulo gulo* L. ♂ Rezent.
Nat. Gr.

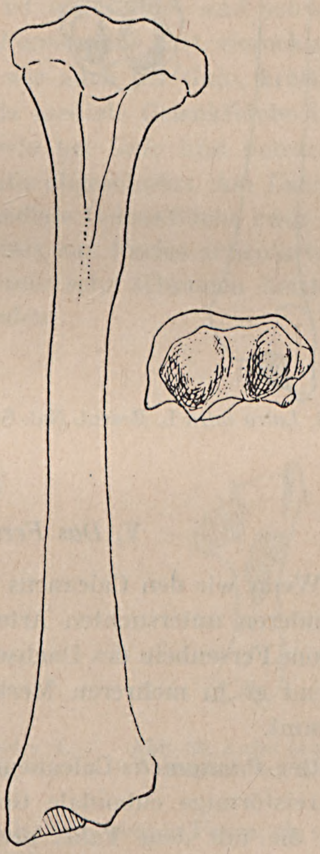


Abb. 23. *Meles meles* L. Rezent.
Nat. Gr.

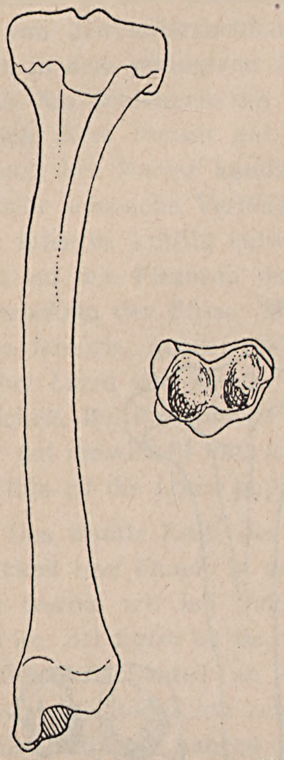


Abb. 24. *Lutra lutra* L. Rezent. Nat. Gr.

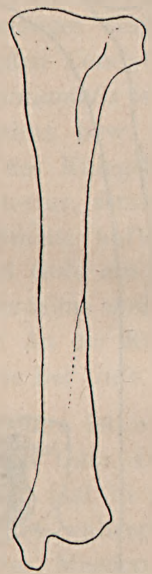


Abb. 25. *Enhydrictis galictoides* F. MAJ. Altpleistozän, Sardinien. Etwas kleiner als nat. Gr. Nach D. BATE, 1935, Fig. 1. A.

V. *Das Fersenbein. Calcaneus.*

Wenn wir den Calcaneus von *Pannonictis* mit den Fersenbeinen der anderen untersuchten Arten vergleichen, so ergibt sich, dass er sich vom Fersenbein des Dachses und des Fischotters gut unterscheidet, während er in mehreren Merkmalen mit dem des Vielfrasses übereinstimmt.

Der *Pannonictis*-Calcaneus ist verhältnismässig kurz, gedrungen. Die kreisförmige cuboidale Gelenkfläche fällt, wie auch bei *Gulo,* gegen die mit dem Talus artikulierenden Gelenkfazetten ab. Einen ähnlichen Fall stellt auch der Calcaneus des Marders dar, während bei *Meles* diese Gelenkfläche gerade ist. Am schlanken Calcaneus von *Lutra* ersteigt diese Gelenkfläche gegen den lateralen Rand zu an und endet im oro-lateralen spitzen Fortsatz. Dieser Processus springt bei

Abb. 26. *Pannonictis pliocaenica* KORM. Altpleistozän, Ungarn. Nat. Gr.

Abb. 27. *Pannonictis pilgrimi* KORM. Altpleistozän, Ungarn. Nat. Gr.

Meles und *Martes* lateral gerade vor, ist abgerundet und schwächer entwickelt, während er bei *Gulo* und *Pannonictis* fast viereckig vorspringt und besonders bei *P. pilgrimi,* wie auch bei *Gulo,* kräftig gestaltet ist. Die dem Sprungbein dienende mediale Gelenkfläche ist am Calcaneus des *Pannonictis* breit-rund wie bei *Gulo* und beträchtlich unterhalb der Facies articularis cuboidalis abgeschnürt. Am Calcaneus des Marders finden wir die erwähnte mediale Gelenkfläche zwar breit-rund gestaltet, doch liegt sie im Verhältnis zur Facies articularis lateralis schon weiter höher und ist mit einer sehr schmalen Leiste mit der Facies articularis cuboidalis verbunden.

Abb. 28. *Gulo gulo* L. ♂ Rezent. Nat. Gr.

Abb. 29. *Meles meles* L. Rezent. Nat. Gr.

Abb. 30. *Lutra lutra* L. Rezent. Nat. Gr.

Bei *Lutra* ist die mediale Gelenkfläche von ovaler Form, sie reicht bis in die Nähe der kuboidalen Gelenkfläche, mit der sie sich entlang eines schmalen Streifens verbindet, — hinauf. Bei *Meles* zeigt sie sich als eine einheitliche, langgestreckte Fläche die sich mit der Facies articularis cuboidalis breit berührt.

Pannonictis und *Gulo* bilden in dieser Hinsicht den Gegensatz zu *Meles,* dem Klettertyp.

Ischyrictis zibethoides Blainv. von Sansan[2] zeigt die Gulo-*Pannonictis* Ausbildung. Leider sind die von D. Bate mitgeteilten Skizzen nicht besonders gut zu verwendbar.

Am Calcaneus des *Gulo* bemerken wir, dass der orale Teil der mit dem Sprungbein artikulierenden Facies articularis lateralis sich auch auf die Lateralseite erstreckt, während bei *Pannonictis* dies nicht der Fall ist. Den Tuber calcis finden wir bei *Gulo* kräftig entwickelt, der Einschnitt zur Anheftung des Tendo Achilles ist tief, während bei *Pannonictis* nur leicht konkav. *Ischyrictis zibethoides* Blainv. und

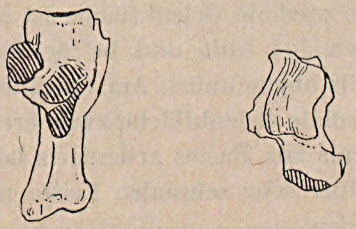


Abb. 31. *Ischyrictis zibethoides* Blainv. Mittelmiozän, Sansan. Nach Filhol, 1891, Pl. VI, Fig. 6 und 12.

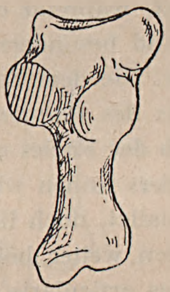


Abb. 32. *Enhydrictis galictoides* F. Maj. Altpleistozän, Sardinien. Nach D. Bate, 1935, Fig. 2. E. Grösse: 1 1/2.

Enhydrictis galictoides F. Maj. scheinen eher die Repräsentanten des *Pannonictis*-Typus zu sein.

In seinem Gesamtbau steht das Fersenbein von *Pannonictis* dem des Vielfrasses am nächsten, während er sich von *Meles* und *Lutra* gut unterscheidet. Zwischen den beiden *Pannonictis* Arten kann in dieser Hinsicht nur ein geringer Unterschied festgestellt werden. Bei *P. pilgrimi* ist der oro-laterale Fortsatz etwas kräftiger entwickelt, die dem Talus dienende Facies articularis medialis kommt etwas höher zu liegen.

VI. *Das Sprungbein. Talus.*

Die Trochlea tali ist bei *Meles* am breitesten gestaltet, bei *Gulo* etwas in die Länge gestreckt. Die Gelenkfläche erstreckt sich jedoch auch auf die Lateralseite. Am schmalsten ist sie bei *Martes,* während

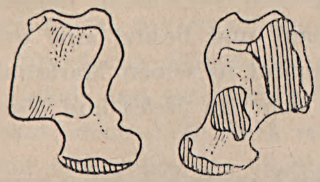


Abb. 33. *Pannonictis pliocaenica* KORM. Altpleistozän, Ungarn. Nat. Gr.

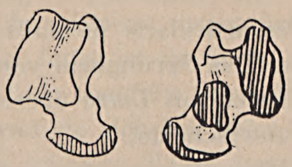


Abb. 34. *Pannonictis pilgrimi* Korm. Altpleistozän, Ungarn. Nat. Gr.

Pannonictis zusammen mit *Lutra* in dieser Hinsicht eine Mittelstellung einnehmen. Den Collum tali finden wir bei *Martes* am längsten und schlanksten, bei *Meles* am breitesten entwickelt. *Pannonictis* verhält sich eher wie *Lutra*. Die Facies articularis navicularis bildet am Sprungbein des Vielfrasses einen vollen Halbkreis und weist auf die grosse Beweglichkeit des mit dem Os naviculare gebildeten Gelenkes hin. *Pannonictis* ist auch in dieser Hinsicht *Lutra* am ähnlichsten.

Entsprechend den Feststellungen am Fersenbein kann auch am Talus von *Gulo* und *Pannonictis* beobachtet werden, dass die Facies articularis navicularis, sowie die oberhalb dieser liegende, dem Calcaneus dienende Gelenkfläche voneinander gut getrennt sind. Bei *Lutra* ist die Verbindung zwischen beiden Gelenkfazetten durch eine kleine Leiste schon angedeutet. Bei *Martes* ist die Berührungsfläche schon breiter, während sich bei *Meles* diese Gelenkfazetten breit miteinander vereinigen.

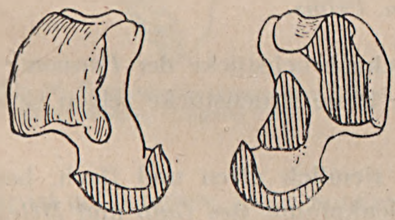


Abb. 35. *Gulo gulo* L. ♂ Rezent. Nat. Gr.

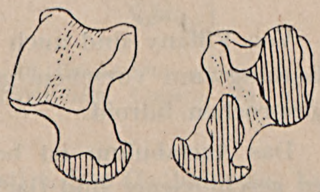


Abb. 36. *Meles meles* L. Rezent. Nat. Gr.

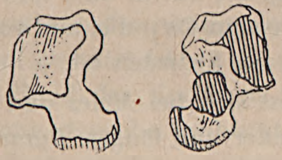


Abb. 37. *Lutra lutra* L. Rezent. Nat. Gr.

Am Talus des Vielfrasses reicht die dem Fersenbein dienende Facies articularis medialis viel höher hinauf und besitzt eine ovale Form. Das Sprungbein von *Pannonictis* stimmt in seinen Markmalen am besten mit *Lutra* überein, während es sich von *Meles* und *Martes* gut unterscheidet.

Zwischen den Sprungbeinen der beiden *Pannonictis* Arten konnte ich keine wesentlicheren Unterschiede feststellen.

Nach den von D. BATE mitgeteilten Skizzen erweist sich die Trochlea tali von *Enhydrictis galictoides* F. Maj. breiter, die Facies articularis navicularis runder, während die mit dem Fersenbein artikulierende Facies articularis medialis sich schmal mit der dem Os naviculare dienenden Gelenkfläche verbindet. In diesen Merkmalen weicht es von *Pannonictis* ab.

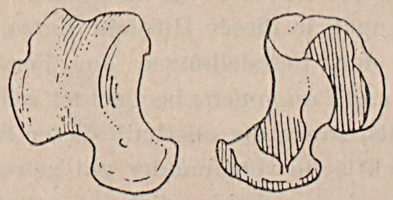


Abb. 38. *Enhydrictis galictoides* F. MAJ. Altpleistozän, Sardinien. Nach. D. BATE, 1935, Fig. 2. B—C. Grösse: 1 1/2.

VII. *Das Becken. Pelvis.*

Von Villány sind auch einige Beckenbruchstücke der *Pannonictis* Gattung zum Vorschein gekommen. Diese Bruchstücke zeigen sich ausgesprochen lutroid.

Das Acetabulum ist bei *Martes* ziemlich offen und flach, bei *Lutra* geschlossener und flach. Die Gelenkpfanne des *Gulo* und *Meles* erweist sich tief und offen. Das Foramen obturatum finden wir bei *Meles* nahezu kreisförmig, bei *Lutra, Gulo* und *Martes* von derart birnförmiger Gestalt, dass der vom Os pubis und vom Os ischii eingeschlossene Winkel bei *Martes* am kleinsten ist.

Das Sitzbein erweist sich bei *Meles* und *Gulo* am kürzesten, bei *Lutra* und *Martes* schlanker und länger. *Pannonictis* verhält sich hinsichtlich dieser drei Merkmale stark lutroid.

Die Eminentia ileo-pubica, an der der Streckmuskel M. rectus femoris haftet, treffen wir am Becken des Marders weniger ausgeprägt an. An ihr ist eine tiefe Rinne zu erkennen. Bei *Lutra* ist sie flach, breit entwickelt und von rauher Oberfläche, bei *Gulo* ebenfalls flach, leicht konkav, doch nicht stark entwickelt, während sie sich bei *Meles* aufwölbt und gegen das Hüftbein zu in einer scharfen Kante fortsetzt. *Pannonictis* stimmt in der Ausbildung der Eminentia ileo-pubica mit *Lutra* überein.

Das Hüftbein finden wir bei *Martes* und *Lutra* schmal und kurz, seine Flügel kaum konkav, während es bei *Meles* schon langgestreck-

Abb. 39. *Pannonictis pliocaenica* KORM. Altpleistozän, Ungarn. Nat. Gr.

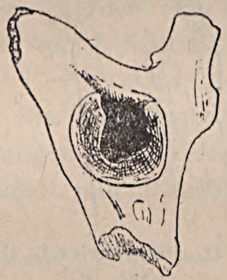


Abb. 40. *Pannonictis pilgrimi* KORM. Altpleistozän, Ungarn. Nat. Gr.

ter ist und breitere, mehr konkave Alae besitzt. Das Os ileum des Vielfrasses ist ebenfalls lang, seine Flügelteile am breitesten und die Facies glutaea am konkavsten.

Die Facies articularis sacralis nimmt am Becken des Marders, — da das Hüftbein schmal gestaltet ist, — die ganze Breite der Facies pelvina ein. Der dorsale Rand des Knochens ist stark verdickt. Am Becken des Fischotters kann dasselbe beobachtet werden, der Dorsalrand des Os ileum ist jedoch nicht so verdickt. Nach der Form des

Hüftbeines gehört *Pannonictis* in die Gruppe der Arten mit kurzschmalem Hüftbein. Das Becken von *Pannonictis* erweist sich in seinem ganzen Bau ausgesprochen lutroid, sein Hüftbein ist sogar kürzer als das von *Lutra*.

Ich habe schon bei der Behandlung des Oberschenkelknochens darauf hingewiesen, dass aus der Gestaltung der proximalen Epiphyse bei *Pannonictis* auf einen geringeren Ansatz der Glutaeus-Gruppe geschlossen werden kann, welche Beobachtung auch durch den Beckenbau bekräftigt wird.

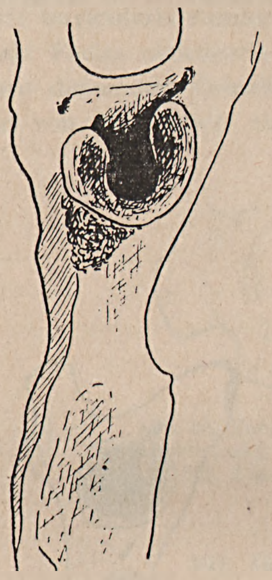


Abb. 41. *Meles meles* L. Rezent. Nat. Gr.

Abb. 42. *Lutra lutra* L. Rezent. Nat. Gr.

Der Unterschied zwischen der grossen und der kleinen *Pannonictis* Art kann in der Weise ausgedrückt werden, dass sich das Becken von *P. pilgrimi* um einen Grad lutroider zeigt als das der grösseren Art.

Die Ergebnisse meiner *Pannonictis* Extremitäten-Untersuchungen können in Folgendem zusammengefasst werden:

Die kräftigen, gedrungenen Gliedmassenknochen der ungarischen altpleistozänen (Saintprestian) *Pannonictis*-Gattung besitzen gemischt überwiegend Gulo und Lutra Merkmale, von denen die letzteren besonders an den vorderen Extremitäten und am Becken hervortreten,

während an den hinteren Gliedmassen der Lutra-Charakter verwischter erscheint. Die hinteren Extremitäten von *Pannonictis* erweisen sich nämlich im Gegensatz zu Lutra weniger krumm, ihre gerade Gestalt ist sogar auffallend. Im Verhältnis zu den kürzeren-gedrungenen vorderen Extremitäten sind die hinteren nicht nur länger sondern auch schlanker.

Auf Grund mehrerer osteologischer Merkmale kann an den Extremitätenknochen von *Pannonictis* auf eine schwächere Anheftung und Entwicklung einiger Extensoren-Gruppen gefolgert werden.

Die Gattung *Pannonictis* weicht in ihrem allgemeinen osteologischen Bau am meisten von Meles und von Martes, also vom Grab- und Klettertyp ab.

Zwischen den untersuchen Extremitätenknochen der kleinen und der grossen *Pannonictis* Art bestehen keine wesentlichen Unterschiede. Im allgemeinen können wir sagen, dass sich *P. pilgrimi* in seinem Gesamtbau noch etwas lutroider als *P. pliocaenica* erweist. Die Feststellungen TH. KORMOS's[3] bezüglich *P. pilgrimi* werden durch meine Extremitätenuntersuchungen nur unterstützt.

Bei der Schilderung der unterpliozänen Art: *Pannonictis rumana* von Vielfrassgrösse von Cimişla, Rumänien, werden die lutroiden Charakterzüge der Gattung *Pannonictis* auch von J. SIMIONESCU[4] hervorgehoben.

Leider stehen beim Vergleich mit den fossilen Formen bloss ein zwei, auf Extremitäten bezügliche Literaturangaben zur Verfügung, da sich die meisten Abhandlungen auf Schädel- und Unterkieferunde beziehen:

I. C. FORSYTH MAJOR: The skull on a fossil aquatic Musteline animal from the pleistocene ossiferous breccia of Sardinia. Proc. of the Zool. Soc. of London, 1901.

TILLY EDINGER: Über die Gehirnstruktur von Pannonictis pliocaenica etc. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt, 29, 3, 1931.

TH. KORMOS: Pannonictis pliocaenica n. g. n. sp. ein neur Mustelide aus dem ungarischen Oberpliozän. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt, 29, 3, 1931.

TH. KORMOS: Zur Frage der Abstammung und Herkunft der quartären Säugetierfauna Europas. Festschr. z. 60 Geburtstaga von Prof. Dr. E. Strand, Vol. III, 1937, Riga.

O. ZDANSKY: Weitere Bemerkungen über fossile Carnivoren aus China. Palaeont. Sinica, Ser. C. Vol. IV, Fasc. 4, 1927.

L. MAYET: Etude des mammifères miocènes des sables d'Orléanais et des Faluns de la Touraine. Ann. de l'Univ. de Lyon, N. S. I., 24, 1908.

H. HELBING: Zur Kenntnis der miozänen „Mustela zibethoides Blainv." Eclog. Geol. Helv. 1930.

H. HELBING: Zur Definition des Genus Trochictis. Eclog. Geol. Helv. XX, 2, 1927.

FL. HELLER: Eine Forestbed-Fauna aus der Schwäbischen Alb. Sitzungsb. d. Heidelb. Akad. d. Wiss. Math-Natw. Kl. 1936.

G. E. PILGRIM: The Genera Trochictis, Enhydrictis and Trocharion etc. Proc. Zool. Soc. of London, Part 4, 1932.

A. SCHREUDER: A note on the Carnivora of the Tegelen Clay, with some remarks on the Grisoninae. Arch. Néerland. de Zool. II, 1., 1935.

T. DE CHARDIN—J. PIVETEAU: Les mammifères fossiles de Nichowan. Ann. paléont. 19, 1—4, 1930.

PEI WEN-CHUNG: On the Carnivora from Locality I. of Choukoutien. Palaeont. Sinica, C, 8, I, 1934.

E. NEWTON: One some new mammals from the Red and Norwich Crags. Quart. Journ. 46, 1890.

Oberarmbein, Fersenbein und Sprungbein der von H. FILHOL (1891, Pl. VI, Fig. 3, 6 und 12) abgebildeten Art *Ischyrictis zibethoides* Blainv. aus dem Helvét von Sansan nähern sich in ihren Merkmalen, — obzwar sie schlanker gebaut sind, — doch stark dem *Pannonictis* Typus, während *Ischyrictis mustelinus* Viret[5] aus dem Obermiozän von Steinheim a. A. hinsichtlich der osteologischen Merkmale seines schlanken Oberarmbeines und seiner Elle, von den gedrungenen *Pannonictis* Extremitäten mit starken Epiphysen, ja sogar von *Ischyrictis zibethoides* Blainv, stark arbweicht. Das abgebildete Oberarmbein dürfte nach dem Verhältnis zur Elle wohl einem kleineren Exemplar angehört haben.

D. M. A. BATE teilt in ihrer Abhandlung[6] mehrere Extremitätenknochen Zeichnungen mit, die aber leider zu Vergleichszwecken nicht herangezogen werden können. Das Femur und die Tibia unterscheiden sich tatsächlich gut von Lutra. Nach BATE waren die Gliedmassen von *Enhydrictis galictoides* F. M. nicht einer aquatilen Lebensweise angepasst. Der Oberschenkelknochen kann, — obwohl er schlanker gebaut ist, — auf Grund seiner allgemeinen Merkmale doch am ehesten mit *Pannonictis pilgrimi* verglichen werden. Das sehr kurze, gedrungene Schienbein wirkt jedoch im Vergleich mit *Pannonictis* etwas fremdartig. Aus den Calcaneus-Talus Skizzen können keine sicheren Schlüsse gezogen werden.

Infolge der schwierigen weltpolitischen Lage ist es mir leider nicht gelungen, auch Grison-Extremitäten untersuchen zu können,

obzwar die grosse Aehnlichkeit zwischen *Pannonictis* und Grison von allen Autoren hervorgehoben wird.

Von *Grison allamandi* Bell, d. h. vom grossen Grison schreibt A. SCHREUDER, dass seine Extremitäten kräftig und die Unterschenkelknochen im Verhältnis zu den proximalen kürzer sind, was auf *Pannonictis,* besonders auf *P. pilgrimi* ganz gut zutrifft.

A. NEHRING[7] äussert sich über die Grison-Extremitäten folgenderweise: „Die Extremitätenknochen sind relativ kurz und sehr plump gebaut, viel plumper als bei europäischen Mardern und Iltissen; sie erinnern stark an Lutra, namentlich L. chilensis, wenngleich im Detail manche Abweichungen hervortreten und namentlich der Humerus nicht so krumm ist, wie er bei den Lutra Arten zu sein pflegt.“ (S. 144).

NEHRING's Feststellungen stimmen mit meinen aus den Untersuchungen der *Pannonictis* Extremitäten gewonnenen Ergebnissen ganz gut überein, da ich von *Pannonictis* auch nur sagen kann, dass seine Gliedmassenknochen kräftig und verhältnismässig plump gebaut sind, in vielen ihrer Merkmale sich als lutroid erweisen, doch unter anderen sich nicht so krumm wie bei Lutra zeigen.

Grison allamandi Bell haust nach BREHM und GREVÉ in der Nähe von Flüssen. Seine Nahrung besteht hauptsächlich aus Fischen und Krebsen, die er schwimmend und tauchend fängt.

Der kleine Grison, *Grison vittatus* Bell von Iltisgrösse ist ein Bewohner der Buschwälder, der brazilianischen Kamposgebiete und ist mehr ein Pflanzenfresser. Hohle Bäume, Felsenspalten, Erdlöcher deinen ihm als beliebtesten Wohnort.

A. SCHREUDER schreibt diesbezüglich folgendes: „The small and the large species of Grison live side by side in Brasil, just as both species of *Pannonictis* must have lived together in Hungary as well as in Tegelen. This justifies the assumption that *P. pliocaenica* and *P. pilgrimi* lead a somewhat different life. Nehring (1887) mentioned the similarity in the manner o living of the small Grison, an agile ground-hunter an the European Iltis *(Putorius putorius* L.) and of Grison allamandi and the nertz, *(Putorius lutreola* L.) both the latter animals living at the riverside and feeding on fish chiefly, which they catch by swimming and diving.“

Die Tatsache, dass zwischen der kleinen und der grossen *Pannonictis* Art keine wesentlicheren osteologischen Unterschiede nachzuweisen sind, ausser dass *Pannonictis pilgrimi* noch etwas lutroider

als *Pannonictis pliocaenica* gebaut ist, gestattet mir die Annahme, dass beide Arten keine voneinander bedeutend abweichende Lebensweise geführt haben dürften.

Wie in ihrem osteologischen und kraniologischen Bau, dürfte die kleine *Pannoncitis* Art wahrscheinlich auch in ihrer Lebensweise noch lutroider als die grosse *Pannonictis pliocaenica* gewesen sein.

[1] Lips: Modifikationen am Carpalsegment arktoider Carnivoren. Zeitschr. f. Säugetierkunde, Bd. V, 1930.

[2] H. Filhol: Etudes sur les mammifères fossiles de Sansan. Paris 1891, Pl. VI, Fig. 6.

[3] Th. Kormos: Neue und wenig bekannte Musteliden aus dem ungarischen Oberpliozän. Folia Zool. Hydrobiol. Vol V, Nr. 2, 1934.

[4] J. Simionescu: Mamifere pliocene dela Cimişla, Romana. Acad. Rom. Publ. Fond. vas. Adam. T. IX, Nr. 50, 1938.

[5] H. Helbing: Die Carnivoren des Steinheimer Beckens. I. Mustelidae. Palaeontogr. Suppl. Bd. VIII, Taf. IV, Fig. 4—7 und 8—9, 1936.

[6] D. M. A. Bate: Note on the habits of Enhydrictis galictoides F. Maj. with description of some limb-bones of this Mustelid from the pleistocene of Sardinia. Proc. Zool. Soc. of London, 1935.

[7] A. Nehring: Über Lutra brasiliensis, Lutra paramensis, Galictis crassidens und Galera macrodon. Sitzungsb. d. Ges. Nat. Fr. in Berlin, 1886.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

ANNALES INSTITUTI REGII HUNGARICI GEOLOGICI

A MAGYAR KIRÁLYI FÖLDTANI INTÉZET
ÉVKÖNYVE
XXXV. KÖTET, 3. FÜZET

AZ INTERGLACIÁLISOK ÉS INTERSTADIÁLISOK A MAGYARORSZÁGI EMLŐSFAUNA TÜKRÉBEN

ÍRTA:
MOTTL MÁRIA DR.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

A MAGYAR KIRÁLYI FÖLDMÍVELÉSÜGYI MINISZTÉRIUM FENNHATÓSÁGA ALATT ÁLLÓ
M. KIR. FÖLDTANI INTÉZET KIADÁSA

MITTEILUNGEN
AUS DEM JAHRBUCH DER KGL. UNGAR. GEOLOG. ANSTALT
BAND XXXV, HEFT 3.

DIE INTERGLAZIAL- UND INTERSTADIALZEITEN IM LICHTE DER UNGARISCHEN SÄUGETIERFAUNA

VON:
DR. MÁRIA MOTTL

HERAUSGEGEBEN VON DER DEM KGL. UNG ACKERBAUMINISTERIUM UNTERSTEHENDEN
KÖNIGLICH UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT

BUDAPEST, 1941.
ATTILA-NYOMDA RÉSZVÉNYTÁRSASÁG II., SZÁSZ KÁROLY-UTCA 3—5.

Wpisano do inwentarza
ZAKŁADU GEOLOGJI
Dział B Nr. 167
Dnia 20. II 1947

A közlemény tartalmáért és fogalmazásáért a szerző felelős.

*

Für Inhalt und Form der Mitteilung ist der Autor verantwortlich.

9560 Attila-nyomda részvénytársaság Budapest
II. kerület, Szász Károly-utca 3-5. — Telefon: *150—080.
Igazgató: KULCSÁR ANDOR.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Die Interglazial- und Interstadialzeiten im Lichte der ungarischen Säugetierfauna.

Von: DR. MÁRIA MOTTL.

Bei der paläontologischen und geologischen Wertung der Interglazial- und Interstadialzeiten sind in den letzten Zeiten sowohl im Auslande wie auch in Ungarn gewisse Meinungsverschiedenheiten entstanden. In der vorliegenden Studie soll eben deswegen kurz zusammengefasst werden, was für ein Bild die bisher angehäuften Angaben im Spiegel der Paläomammalogie wiedergeben. Auch an dieser Stelle sei betont, dass ich das Problém auch jetzt rein nur auf säugetierpaläontologischer Grundlage behandle. Wo es möglich war, war ich bestrebt, die Ergebnisse der Paläomammalogie mit jenen der glaziogeologischen Forschungen zur Übereinstimmung zu bringen, wo aber keine Angaben zur Verfügung standen, habe ich mich in keine hypothetische Lösungen eingelassen.

Bei dieser Zusammenfassung müssen vorerst die Angaben der nahezu 35 jährigen heimischen Höhlenforschung in Betracht gezogen werden. Es handelte sich anfangs bloss um vereinzelte Angaben, da doch die Quartärforschung selbst eine junge Wissenschaft ist, die sich auch im Auslande erst vor nicht allzulanger Zeit kräftiger entfaltete. Der grosse Vorteil unserer Angaben besteht jedoch eben darin, dass sich die frühere heimische Höhlen- und Faunaforschung fast ausschliesslich nur dem Sammeln von Daten widmete und sich vor den ausländischen Theorien instinktiv verschloss. Die verstreuten Angaben wurden zuerst von TH. KORMOS, O. KADIĆ und GY. ÉHIK summiert. Es kann gewiss kein Zufall sein, dass alle drei Forscher neben einer

Auffassung stellung nahmen, die mit dem sensu latu Monoglazialismus noch am ehesten übereinstimmt. Die genannten Forscher haben es oftmals betont, dass während des Pleistozäns in Ungarn ein mehrmaliges Wechseln sog. „Warm- und Kaltfaunen“ d. h. interglazialer und glazialer Tiergruppen nicht nachgewiesen werden kann. Als ich mich auf Säugetierpaläontologie spezialisierte, widmete ich lange Jahre ausschliesslich nur dem Studium der Quartärfauna. Ich musste viele Schwierigkeiten überwinden, viele Faunen eingehend behandeln, Faunenkataloge zusammenstellen, die allgemeinen Verhältnisse der unsicheren oder zweifelhaften Fundorte näher studieren, doch muss ich selbst sagen, dass ich im ungarischen Pleistozän eine derartige Erscheinung, dass z. B. das Mammut mit *Elephas antiquus* oder das schlichthaarige Nashorn mit *Coelodonta mercki* im Profil einer Fundstelle abwechselnd aufgetreten wäre, — niemals feststellen konnte. *Elephas antiquus* und *Coelodonta mercki* sind aus heimischen Höhlenablagerungen bisher überhaupt nicht bekannt geworden.

Ich studierte auch die Lagerungsverhältnisse der deutschen, französischen, belgischen, rumänischen und kaukasischen Fundorte, aus deren Profil ich jedoch nur eines sicher entnahm: dass nämlich Fauna und Flora in der ersten Hälfte des Pleistozäns auf ein noch warmes, in dessen zweiter Hälfte jedoch schon auf ein kaltes Klima deuten. Demgegenüber sprechen die glaziogeologischen Untersuchungen fast ausnahmslos von einem mehrmaligen Wechsel von Glazial- und Interglazialzeiten. Die Tiergesellschaften der Somme-Terassen, der südenglischen Crag Serie, die des mosbacher Schichtenkomplexes sind in ihren Einzelheiten leider dazu bis heute nicht genügend erforscht und geklärt um aus ihnen allgemeine Schlüsse ziehen zu können. Den Faunen der nördlichen Fundorte und der Vereisungszentren fällt ausserdem eine ganz andere Bedeutung zu, da z. B. in den nördlichen Gebieten auch mit der Auswirkung des Inlandeises gerechnet werden muss, welche Wirkungen bei uns im Peri- bzw. Pseudoperiglazialgebiet nur sekundär und in anderem Ausmass zur Geltung gekommen sind.

Der Paläomammaloge musste in den letzten Zeiten oftmals davon hören, dass die Fauna zur pünktlicheren Stratigraphie nicht taugt. So schreibt auch A. KÉZ in seiner Abhandlung über das Klima des Eiszeitalters (1938), dass „bei der Einteilung des Pleistozäns auf die Überreste des einstigen Faunabestandes blutwenig gebaut werden kann.“ (Seite 2). Eben deswegen sehe ich die Zeit gekommen, auf Grund der

bisherigen Angaben der heimischen Quartärfaunaforschung dieses Problém im Folgenden etwas näher zu behandeln. Bishin sei es mir gestattet, vorauszuschicken, dass eine gut bestimmte Fauna die Ergebnisse der morphologischen Forschungen immer nur bekräftigen kann. Während nämlich der Terassenmorphologe die heimischen Stadt- und Burgterassen nur mit der allgemeingültigen Altersbezeichnung: Alt- oder Jungpleistozän benennt, ist der Paläomammaloge imstande, — wenn aus dem Terassenschotter- oder Sand entsprechende Funde zur Verfügung stehen, — eine nähere Horizontangabe machen zu können. Die Angaben der ernsten Faunaforschung sind auch mit den Bestätigungen des Lössforschers in jeder Hinsicht konkurrenzfähig, da z. B. wie wir das weiter unten sehen werden, auf Grund der Fauna ebensogut auf die Stadial- und Interstadialzeiten der Würmeiszeit gefolgert werden kann.

In seinem anlässlich der III. internationalen Quartärkonferenz gehaltenem Vortrag wurde von E. Scherf ebenfalls hervorgehoben, dass die Angaben des Paläomammalogen bei der Horizontierung des Pleistozäns keine entscheidende Rolle spielen können, da sich die Höhlenfauna nur auf das obere Pleistozän beschränkt, weshalb der Fachmann bloss einen kleinen Abschnitt des Pleistozäns vor sich sieht, was dann zur Folge hat, dass die Paläozoologen meistens monoglazialistisch eingestellt sind. Die Ergebnisse der ungarischen Höhlenforschung zusammenfassend konnte ich tatsächlich feststellen, dass unsere Höhlensedimente nur die Zeitspanne vom Riss-Würm Interglazial bis zum Ende des Postglazials umfassen.

Die ungarische Quartärfaunaforschung breitet sich aber heute schon weit über dem Rahmen der rein aus Höhlenforschung gewonnenen Ergebnisse aus, eben weil wir schon gut wissen, dass die älteren Abschnitte des Pleistozäns auch bei uns nicht mehr durch Höhlensedimente, sondern durch mächtige Schotterablagerungen, Spaltausfüllungen oder durch andere Sedimente des offenen Vorlandes vertreten sind, deren Erforschung sich bei uns leider noch im Anfangsstadium befindet.

Als ich die Angaben der heimischen Quartärfaunaforschung kritisch zusammenfasste, wurde es mir klar, dass bei der Identifizierung unserer Angaben mit den Ergebnissen der geologischen Forschungen solange unklare Leeren klaffen werden, bis wir die Plio-Pleistozängrenze auf biologisch-entwicklungsgeschichtlicher Grundlage nicht festlegen, d. h. bis wir nicht genau wissen, was wir unter Quartär-

fauna-Einheit verstehen sollen, welche ihrer Mitglieder bei uns vertreten sind und welche fehlen.

Das Problém dieser Grenzziehung hat die Arbeit vieler Monate in Anspruch genommen. Die kurz gefassten Ergebnisse meiner Studien habe ich in einem, in der Fachsitzung der kgl. Ung. Geol. Anstalt gehaltenen Vortrag bekannt gegeben. (Pliozän Probléme und die Plio-Pleistozän Grenzfrage mit Bezug auf die Oligo-Miozän Grenze. Erscheint in den Ausgaben der Kgl. Ung. Geol. Anstalt.)

In Anbetracht sowohl der seit langem gesammelten Angaben, wie auch der Ergebnisse der ungarischen Quartärfaunaforscher und meiner paläomammalogischen Untersuchungen kam ich nämlich immer mehr zur Überzeugung, dass wir das Pliozän nicht als eine selbständige erdgeschichtliche Periode betrachten können, da in biologischer und entwicklungsgeschichtlicher Hinsicht zwischen den beiden unteren Stufen des Pliozäns und dem Oberpliozän beträchtliche Unterschiede bestehen. Die Tiergesellschaft des unteren und mittleren Pliozäns schliesst sich nämlich noch der altertümlicheren neogenen (sensu latu miozänen) Faunengruppe an, während die Fauna des Oberpliozäns schon zur quartären (s. l. pleistozänen) Faunengruppe gehört. Die scharfe biostratigraphische Grenze zeigt sich auf paläomammalogischer Grundlage zwischen dem mittleren und oberen Pliozän. Mit dieser Grenzziehung wird klar ersichtlich, was wir unter Quartärfauna-Einheit verstehen sollen. Damit gelangt aber auch ein grosses Problém der Quartärforschung von selbst zu Erledigung.

Bei der Frage nach den älteren Säugetierhorizonten des Pleistozäns, wie auch bei der Identifizierung der sich aus den paläomammalogischen und geologischen Forschungen ergebenden Verschiedenheiten stiess der Paläomammaloge bisher immer an die verwirrende Tatsache, dass die sog. Altpleistozänfauna (GÜNZ, MINDEL) eigentlich keine rein pleistozäne, — sondern nach der heutigen Nomenklatur, — teils eine Oberpliozänfauna ist.

Wenn wir die untere Grenze des Pleistozäns gemäss den biologisch- entwicklungsgeschichtlichen Forderungen, d. h. unter dem Oberpliozän ziehen, so bereinigen sich diese Unklarheiten von sich selbst. In dem, mit dem Norwich Crag, Valdarno, Perrier, mit der Slavonstufe, dem süddeutschen neben *Elephas meridionalis* auch noch Mastodon führenden Schotterhorizont usw. beginnenden Pleistozän fällt nämlich alldas zusammen, was die Polyglazialisten, z. B. WOLDSTEDT, PENCK, BREUIL, WERTH, usw. vom GÜNZ bzw. PRÄGÜNZ an

rechnen. Wenn wir genau verfolgen, wie sich innerhalb dieser Zeitspanne die *Elephas meridionalis, Coelodonta etrusca, Equus stenonis, Ursus etruscus* usw. Fauna in ihrer ganzen Zusammensetzung periodisch verändert um endlich in den Tiergesellschaften mit Mammut, schlichthaarigem Nashorn, Höhlenbär, Wildpferd, ja sogar mit Lemminge, Rentier und Schneehühner zu kulminieren, so stehen wir einer solchen Klimakurve gegenüber, die einst die Natur selbst schuf und die nicht durch Wissenschaftler konstruiert wurde.

Innerhalb der vom Auvergneian-Arnian bis Ende des Postglazials andauernden pleistozänen oder Quartärfauna-Einheit treten drei markantere Entwicklungsphasen in Erscheinung:

I. *Faunaentwicklungsphase.*

a) *Elephas meridionalis, Coelodonta etrusca, Equus stenonis, Ursus etruscus* usw. Faunen mit noch altertümlicheren Formen wie z. B. *Dibunodon arvernensis, Zygolophodon borsoni, Dicerorhinus megarhinus, Hipparion. (= Horizont Auvergneian-Arnian = Villafranchian I—II;* z. B. *Perrier, Valdarno sup., Norwich Crag, Mosbach I., Chagny, Fratești, Tulucești* usw.)

b) Im grossen und ganzen dieselbe Fauna, jedoch ohne die erwähnten Relikte. (= *Saintprestian; St. Prest, Senèze, Tegelen, Chillesford-Weybourne Crag* usw.)

II. *Faunaentwicklungsphase.*

Faunen mit *Elephas trogontherii-antiquus, Coelodonta mercki* und verwandten Formen, *Equus süssenbornensis-marxi-mosbachensis, Ursus süssenbornensis-deningeri* usw. anfangs noch mit *Elephas meridionalis* und *Equus stenonis. (= Mosbachian; Forestbed, Abbeville, Mauer, Mosbach II, Süssenborn* usw.)

III. *Faunaentwicklungsphase.*

Faunen mit *Elephas primigenius, Coelodonta antiquitatis, Equus abeli-woldrichi-przewalskii, Ursus spelaeus* usw. anfangs noch mit *Elephas antiquus* und *Coelodonta mercki.*

Die beiden ersten Entwicklungsphasen der oben geschilderten Quartärfauna-Einheit können wir auch als Altpleistozän, die dritte Entwicklungsphase als Jungpleistozän bezeichnen.

Es soll vorerst das Jungpleistozän behandelt werden, da heute immer mehr Horizonte dieses Zeitabschnittes bekannt werden. Es mögen zuerst die Faunenverzeichnisse selbst sprechen:

Frühglazialfaunen. (Acheuléen, Moustérien.)

1. *Süttő.* Komitat-Esztergom. Fauna der sandig-lehmigen Spaltausfüllung.

Myotis oxygnathus MONTIC.
Rhinolophus ferrum-equinum SCHREB.
Miniopterus schreibersii NATT.
Nyctalus sp.
Talpa europaea L.
Crocidura russula HERM.
Crocidura mimula MILL.
Canis lupus L.
Vulpes vulpes L.
Felis leo L.
Hyaena (crocuta L.)
Glis glis L.
Apodemus sylvaticus L.
Pitymys subterraneus DE SÉL. LONG.
Microtus arvalis PALL.
Cervus elaphus L.
Capreolus capreolus L.
Bovidae indet.
Equus sp.
Sus scrofa L.
Turdus musicus L.
Turdus pilaris L.
Coccothraustes vulgaris PALL.
Falco merillus GER.
Coturnyx dactylisonans MEY.
Testudo graeca L.
Zonites verticillus FER.
Soosia diodonta FER. usw. MOLLUSKEN.
Pflanzenreste:
Celtis australis L.

2. *Mussolini-Höhle.* Komitat-Borsod. Bükkgebirge. Untere Schichtgruppe. Hochmoustérien.

Ursus spelaeus ROSENM. (selten)
Ursus arctos L.
Canis lupus L.
Cuon alpinus PALL.
Vulpes vulpes crucigera BECHST.
Felis spelaea GOLDF.
Lynx lynx L.
Hyaena spelaea GOLDF.
Lepus (europaeus PALL.)
Cervus elaphus L.
Bos primigenius BOJ.
Rupicapra rupicapra L.
Aegoceras severtzowi-ibex Gruppe (vorherrschend)
Coelodonta (antiquitatis BLMB.)
Equus abeli-mosbachensis Gruppe
Pflanzenreste:
Pinus silvestris L.
Larix sp.
Carpinus betulus L.
Cotinus coccygria SCOP.
Cornus sp.
Tilia sp.

3. *Kecskésgalyaer-Höhle.* Komitat-Borsod. Bükkgebirge. Dunkelgraue-hellbraune Schichte. Anfang Spätmoustérien.

Ursus spelaeus ROSENM. (häufig)
Ursus arctos L.
Canis lupus L.
Vulpes vulpes L.
Meles meles L.
Hyaena spelaea GOLDF. (häufig)

Felis spelaea GOLDF.
Equus mosbachensis-abeli Gruppe (häufig)
Bison priscus BOJ.
Bos primigenius BOJ.
Megaceros giganteus BLMB.
Rangifer tarandus L. (selten)
Cervus elaphus L. *forma major*
Rupicapra rupicapra L.
Lepus (europaeus PALL.)
Cricetus cricetus L.
Coleodonta antiquitatis BLMB.
Tetrao tetrix L.

4. *Mussolini-Höhle.* Komitat-Borsod. Bükkgebirge. Hellbraune Schichte. Spätmoustérien.

Homo primigenius L.
Ursus spelaeus ROSENM. (vorherrschend)
Ursus arctos L. *forma major*
Canis lupus L.
Vulpes vulpes L.
Thos sp.
Meles meles L.
Lutra sp.
Martes martes L.
Mustela erminea L.
Lutreola robusta (MOTTL)
Felis spelaea GOLDF.
Felis pardus L.
Hyaena spelaea GOLDF.
Lepus (europaeus PALL.)
Ochotona pusillus PALL. (selten)
Cricetus cricetus L.
Sciurus vulgaris L.
Citellus citellus L.
Mus sp. (sylvaticus L.)
Microtsu arvalis-agrestis Gruppe
Arvicola scherman SHAW.
Spalax (hungaricus NEHR.)
Alactaga saliens GMEL.
Sus scrofa L.
Rangifer tarandus L. (selten)
Cervus sp. (maral?)
Cervus elaphus L.
Megaceros giganteus BLMB.
Bos primigenius BOJ.
Bison priscus BOJ.
Rupicapra rupicapra L.
Aegoceras severtzowi-ibex Gruppe
Ovis sp.
Ejuus abeli-mosbachensis Gruppe
Equus hemionus PALL.
Coelodonta antiquatis BLMB.
Elephas primigenius BLMB.
Pflanzenreste:
Larix sp.
Pinus cembra L.

5. *Tata.* Komitat-Esztergom. Löss. Spätmoustérien.

Ursus arctos L. *forma minor*
Canis lupus L.
Felis spelaea GOLDF.
Lepus europaeus PALL.
Microtus arvalis PALL.
Spalax hungaricus NEHR.
Ochotona pusillus PALL. (selten)
Megaceros giganteus BLMB.
Citellus citellus L.
Bison priscus BOJ.
Coelodonta antiquitatis BLMB.
Elephas primigenius BLMB.
Equus sp.

6. *Igric-Höhle.* Komitat-Bihar. Brauner Höhlenlehm. Spätmoustérien.

Ursus spelaeus ROSENM. (vorherrschend)
Canis lupus L.
Vulpes vulpes L.
Meles meles L.
Mustela sp.
Felis spelaea GOLDF.
Hyaena spelaea GOLDF.
Equus sp.

7. *Bordu Mare.* Komitat-Hunyad. Spätmoustérien.

Ursus spelaeus ROSENM. (vorherrschend)	*Cervus canadensis asiaticus* LYD.
Meles meles L.	*Ovis (argaloides* NEHR.)
Lutra lutra L.	*Bos primigenius* BOJ.
Felis silvestris SCHREB.	*Equus aff. abeli* ANT.
Hyaena spelaea GOLDF.	*Equus cf. ferus* PALL.
Rangifer tarandus L. (selten)	*Coelodonta antiquitatis* BLMB.

Hochglazialfaunen. (Aurignacien, Solutréen.)

1. *Herman-Höhle.* Komitat-Borsod. Gelber Höhlenlehm. Früh-aurignacien?

Ursus spelaeus ROSENM. (vorherrschend)	*Alces alces* L.
Canis lupus L.	*Megaceros giganteus* BLMB.
Hyaena spelaea GOLDF.	*Rupicapra rupicapra* L.
Castor fiber L.	*Ibex sp.*
Cervus elaphus L.	*Bos sp.*

2. *Peskő-Höhle.* Komitat-Borsod. Grünlichbraune Schichte. Hoch-aurignacien.

Talpa europaea L.	*Lynx lynx* L.
Desmana moschata hungarica KORM.	*Cricetus cricetus* L.
Ursus spelaeus ROSENM. (vorherrschend)	*Microtus arvalis* PALL.
	Microtus gregalis PALL.
Martes martes L.	*Arvicola terrestris amphibius* LAC.
Mustela erminea L.	*Ochotona pusillus* PALL. (selten)
Mustela nivalis L.	*Lepus sp.*
Meles meles L.	*Rangifer tarandus* L. (selten)
Canis lupus L.	*Rupicapra rupicapra* L.
Vulpes vulpes L.	*Cervus elaphus* L. *forma major*
Hyaena spelaea GOLDF.	*Lagopus albus* KEYS. BLAS.
Felis spelaea GOLDF.	*Lagopus mutus* MONT.

3. *Istállóskő-Höhle.* Komitat-Borsod. Rötlich- und gelblichbraune Schichte. Spätmittelaurignacien.

Talpa europaea L.	*Lepus sp.*
Ursus spelaeus ROSENM. (vorherrschend)	*Cricetus cricetus* L.
Ursus arctos L. *forma major*	*Microtus arvalis* PALL.
Canis lupus L.	*Microtus gregalis* PALL.
Vulpes vulpes (crucigera BECHST.)	*Microtus ratticeps* KEYS. BLAS.
Martes martes L.	*Arvicola terrestris* L.
Felis spelaea GOLDF.	*Ochotona pusillus* PALL.
Putorius putorius L.	*Sus scrofa* L.
Mustela erminea L.	*Cervus sp. forma major*
Mustela nivalis L.	*Rangifer tarandus* L. (selten)

Rupicapra rupicapra L.
Bison priscus BOJ.
Equus sp.
Elephas primigenius BLMB.
Lagopus albus KEYS. BLAS.
Lagopus mutus MONT.
Tetrao tetrix L.
Tetrao urogallus L.
Cerchneis tinnunculus L.
Pflanzenreste:
Pinus silvestris L.
Larix sp.
Picea sp.
Sorbus cf. aucuparia
Acer cf. pseudoplatanus
Quercus cf. robur seu sessiliflora

4. *Görömböly-Tapolcaer-Höhlung.* Komitat-Borsod. Gelblichbraune Schichte. Spätaurignacien.

Ursus spelaeus ROSENM. (vorherrschend)
Hyaena spelaea GOLDF.
Cervus elaphus L.
Rangifer tarandus L. (selten)

5. *Lökvölgyer-Höhle.* Komitat-Borsod. Hellbraune Schichte. Protosolutréen.

Ursus spelaeus ROSENM. (vorherrschend)
Canis lupus L.
Vulpes vulpes L.
Martes martes L.
Meles meles L. (häufig)
Felis spelaea GOLDF.
Felis silvestris SCHREB.
Hyaena spelaea GOLDF.
Lepus sp.
Cervus elaphus L.
Rupicapra rupicapra L.
Bison priscus BOJ.

6. *Diósgyőrer-Höhle.* Komitat-Borsod. Dunkelbrauen Schichte. Protosolutréen.

Ursus spelaeus ROSENM. (vorherrschend)
Ursus arctos L.
Canis lupus L.
Vulpes vulpes L.
Rangifer tarandus L. (selten)
Hyaena spelaea GOLDF. (häufig)
Sus scrofa L.
Cervus elaphus L.
Megaceros giganteus BLMB.
Bison priscus BOJ.
Bos primigenius BOJ.
Equus ferus PALL.
Equus cf. germanicus NEHR.
Coelodonta sp.
Elephas primigenius BLMB.
Pflanzenreste:
Larix sp.
Picea sp.

7. *Kiskevélyer-Höhle.* Komitat-Pest. Braune Schichte Nr. IV. Protosolutréen.

Ursus spelaeus ROSENM. (häufig)
Canis lupus L.
Vulpes vulpes L.
Martes martes L.
Felis spelaea GOLDF.
Lynx lynx L.
Hyaena spelaea GOLDF.
Meles meles L.
Cervus elaphus L. (häufig)
Megaceros giganteus BLMB.
Capreolus capreolus L.
Rangifer tarandus L. (selten)
Rupicapra rupicapra L.
Coleodonta antiquitatis BLMB.
Bos primigenius BOJ.
Equus sp.
Hystrix sp.
Lepus (timidus L.)

8. *Pálffy-Höhle.* Komitat-Pozsony. Graue Schichte. Protosolutréen.

Ursus spelaeus ROSENM. (vorherrschend)
Canis lupus L.
Vulpes vulpes L.
Mustela erminea L.
Felis spelaea GOLDF.
Lynx lynx L.
Hyaena spelaea GOLDF.
Lepus sp.
Equus sp.

9. *Szelim-Höhle.* Komitat-Esztergom. Braune C Schichte. Protosolutréen.

Ursus spelaeus ROSENM. (häufig)
Canis lupus L.
Hyaena spelaea GOLDF.
Cervus canadensis asiaticus LYD.
Rangifer tarandus L. (selten)
Equus sp.
Coelodonta antiquitatis BLMB.
Elephas primigenius BLMB.
Pflanzenreste:
Sorbus aucuparia

10. *Berva-Höhle.* Komitat-Heves. Hellbraune Schichte. Protosolutréen.

Ursus spelaeus ROSENM. (häufig)
Canis lupus L.
Vulpes vulpes L.
Meles meles L.
Martes martes L.
Putorius putorius L.
Lynx lynx L.
Hyaena spelaea GOLDF. (häufig)
Lepus sp.
Cricetus cricetus L.
Cervus (maral?)
Megaceros giganteus BLMB.
Bison priscus BOJ. (häufig)
Rupicapra rupicapra L.
Equus woldrichi ANT. (häufig)
Elephas primigenius BLMB.

11. *Bervavölgyer-Höhlung.* Komitat-Heves. Hellbraune Schichte. Protosolutréen.

Ursus spelaeus ROSENM. (häufig)
Canis lupus L.
Vulpes vulpes L.
Meles meles L.
Gulo gulo L.
Lynx lynx L.
Hyaena spelaea GOLDF. (häufig)
Macrospalax sp.
Arctomys primigenius KAUP.
Sus sp.
Cervus elaphus L.
Capreolus capreolus L.
Rangifer tarandus L. (selten)
Megaceros giganteus BLMB.
Bison priscus BOJ.
Aegoceras severtzowi-ibex Gruppe
Rupicapra rupicapra L.
Equus woldrichi ANT. (häufig)
Coelodonta antiquitatis BLMB.

12. *Szeleta-Höhle.* Komitat-Borsod. Hellbraune Schichte. Protosolutréen.

Ursus spelaeus ROSENM. (vorherrschend)
Ursus arctos L. *forma major*
Canis lupus L.
Vulpes vulpes L.
Alopex lagopus L.
Martes martes L.
Felis spelaea GOLDF.

Hyaena spelaea GOLDF.
Cervus elaphus L.
Rangifer tarandus L. (selten)
Megaceros giganteus BLMB.
Bison priscus BOJ.
Coelodonta antiquitatis BLMB.
Elephas primigenius BLMB.
Pflanzenreste:
Picea sp.
Larix sp.

13. *Balla-Höhle*. Komitat-Borsod. Grünlichgraue Schichte. Protosolutréen.

Ursus spelaeus ROSENM. (häufig)
Canis lupus L.
Vulpes vulpes L.
Mustela erminea L.
Hyaena spelaea GOLDF.
Rangifer tarandus L. (selten)
Megaceros giganteus BLMB.
Capreolus capreolus L.
Bison priscus BOJ.
Equus sp.
Lagopus albus KEYS. BLAS.
Lagopus mutus MONT.

14. *Csákvárer-Höhle*. Komitat-Fejér. Hellbrauene Schichte. Protosolutréen?

Homo sapiens L.
Ursus spelaeus ROSENM. (häufig)
Vulpes vulpes L.
Martes martes L.
Hyaena spelaea GOLDF.
Felis silvestris SCHREB.
Lepus timidius L.
Megaceros giganteus BLMB.
Cervus elaphus L.
Rangifer tarandus L. (selten)
Bison priscus BOJ.
Tetrao tetrix L.
Lagopus albus KEYS. BLAS.
Lagopus mutus MONT.

15. *Jankovich-Höhle*. Komitat-Esztergom. Rote Schichte. Frühsolutréen.

Ursus spelaeus ROSENM. (häufig)
Canis lupus L.
Vulpes vulpes L.
Lutreola robusta (MOTTL)
Hyaena spelaea GOLDF.
Felis spelaea GOLDF.
Spalax hungaricus NEHR.
Lepus (europaeus PALL.)
Coelodonta antiquitatis BLMB.
Equus sp.
Rangifer tarandus L. (häufig)
Pflanzenreste:
Pinus montana L.

16. *Szeleta-Höhle*. Komitat-Borsod. Graue und rote Schichte. Hochsolutréen.

Ursus spelaeus ROSENM. (häufig)
Canis lupus L.
Vulpes vulpes L.
Felis spelaea GOLDF.
Lynx lynx L.
Hyaena spelaea GOLDF.
Megaceros giganteus BLMB.
Rangifer tarandus L.
Rupicapra rupicapra L.
Capra ibex sp.
Equus woldrichi ANT.
Gypäetus barbatus L.
Pflanzenreste:
Pinus montana L.

17. *Szelim-Höhle.* Komitat-Esztergom. B^2 Schichte, unterer Teil der Lössablagerung. Hochsolutréen.

Ursus spelaeus ROSENM. (häufig)
Canis lupus L.
Hyaena spelaea GOLDF.
Rangifer tarandus L. (häufiger)
Alces alces L.
Equus sp.
Elephas primigenius BLMB.

18. *Hermans-Nische.* Komitat-Borsod. Gelbe Schichte. Spätsolutréen.

Sorex araneus L.
Talpa europaea L.
Ursus spelaeus ROSENM.
Mustela erminea L.
Mustela nivalis L.
Canis lupus L.
Vulpes vulpes L.
Cricetus cricetus L.
Evotomys glareolus SCHREB.
Microtus arvalis PALL.
Microtus agrestis L.
Microtus ratticeps KEYS. BLAS.
Microtus gregalis PALL.
Microtus nivalis MART.
Arvicola terrestris L.
Sicista (montana MÉH.?)
Ochotona pusillus PALL.
Lepus sp.
Rangifer tarandus L.
Ovis sp.

19. *Puskaporoser-Felsnische.* Komitat-Borsod. Gelbe Schichte. Spätsolutréen.

Ursus spelaeus ROSENM.
Equus sp.
Coelodonta antiquitatis BLMB.
und a. m. schlecht erhaltene Knochenbruchstücke.

20. *Büdöspest-Höhle.* Komitat-Borsod. Dunkelgraue Schichte. Spätsolutréen.

Eptesicus serotinus SCHREB.
Ursus spelaeus ROSENM. (selten)
Canis lupus L.
Meles meles L.
Felis spelaea GOLDF.
Hyaena spelaea GOLDF.
Lepus timidus L.
Megaceros giganteus BLMB.
Alces alces L.
Rangifer tarandus L.
Capra ibex sp.
Bos primigenius BOJ.
Bison priscus BOJ.
Coelodonta antiquitatis BLMB.

Spätglazialfaunen. (Magdalenien I.)

1. *Pálffy-Höhle.* Komitat-Pozsony. Rötlichbraune und gelbe Schichte.

Erinaceus (europaeus L.?)
Sorex araneus L. (häufig)
Neomys fodiens PALL.
Talpa europaea L. (häufig)
Ursus spelaeus ROSENM. (selten)
Vulpes vulpes L.
Alopex lagopus L.
Mustela erminea L.

Mustela nivalis L.
Colobotis rufescens KEYS. BLAS.
Glis glis L.
Cricetus cricetus L.
Cricetiscus songarus PALL.
Microtus arvalis PALL.
Microtus agrestis L.
Microtus ratticeps KEYS. BLAS.
Microtus nivalis MART.
Microtus gregalis PALL.
Arvicola terrestris amphibius LAC.
Lemmus obensis BRANTS (selten)
Dicrostonyx torquatus PALL. (häufig)
Ochotona pusillus PALL. (häufig)
Lepus cf. timidus L. (häufig)
Rangifer tarandus L. (häufig)
Cervus canadensis asiaticus LYD.
Bos primigenius BOJ.
Equus ferus PALL.
Lagopus albus KEYS. BLAS.
Lagopus mutus MONT.
Nyctea ulula L.
Asio accipitrinus L.
Pyrrhocorax pyrrhocorax L.
Syrnium uralense PALL.
Cerchneis tinnunculus L.
Falco rusticulus L.
Corvus corax L.
Turdus pilaris L.
Turdus musicus L.

2. *Jankovich-Höhle.* Komitat-Esztergom. Gelbe Schichte.

Talpa europaea L.
Ursus spelaeus ROSENM. (selten)
Canis lupus L.
Vulpes vulpes L.
Lutreola robusta (MOTTL)
Mustela erminea L.
Lutra lutra L.
Cricetus cricetus L.
Cricetiscus songarus PALL.
Citellus citellus L.
Arvicola terrestris L.
Microtus arvalis PALL.
Microtus gregalis PALL.
Microtus ratticeps KEYS. BLAS.
Microtus nivalis MART.
Dicrostonyx torquatus PALL. (häufig)
Lemmus obensis BRANTS.
Spalax hungaricus NEHR.
Lepus europaeus PALL.
Ochotona pusillus PALL. (häufig)
Rangifer tarandus L. (häufig)
Coelodonta antiquitatis BLMB.
Equus sp.
Lagopus albus KEYS. BLAS.
Lagopus mutus MONT.
Tetrao tetrix L.
Corvus corax L.
Pyrrhocorax pyrrhocorax L. usw.

3. *Peskő-Höhle.* Komitat-Borsod. Rötliche Schichte.

Erinaceus (roumanicus BARR. HAM.)
Sorex araneus L.
Talpa europaea L. (häufig)
Desmana moschata hungarica KORM.
Ursus spelaeus ROSENM. (selten)
Canis lupus L.
Vulpes vulpes L.
Alopex lagopus L.
Gulo gulo L.
Meles meles L.
Mustela erminea L. (häufig)
Mustela nivalis L. (häufig)
Felis spelaea GOLDF.
Lynx lynx L.
Hyaena spelaea GOLDF.
Castor fiber L.
Citellus citellus L.
Colobotis rufescens KEYS. BLAS.
Cricetus cricetus L.
Microtus arvalis PALL.
Microtus agrestis L.
Microtus nivalis MART.
Arvicola terrestris amphibius LAC.
Dicrostonyx torquatus PALL.
Ochotona pusillus PALL.
Lepus sp.

Capreolus capreolus L.
Cervus elaphus L.
Rangifer tarandus L. (häufig)
Rupicapra rupicapra L.
Equus woldrichi ANT.
Coelodonta antiquitatis BLMB.
Lagopus albus KEYS. BLAS.
Lagopus mutus MONT.
Nyctea ulula L.
Pyrrhocorax pyrrhocorax L.
Tetrao tetrix L.
Turdus sp.

4. *Kiskevélyer-Höhle.* Komitat-Pest. Gelbe Schichte.

Ursus spelaeus ROSENM. (selten)
Canis lupus L.
Vulpes vulpes L.
Meles meles L.
Martes martes L.
Felis spelaea GOLDF.
Lynx lynx L.
Citellus citellus L.
Cricetus cricetus L.
Microtus nivalis MART.
Arvicola terrestris amphibius LAC.
Dicrostonyx torquatus PALL. (häufig)
Lepus sp.
Ochotona pusillus Pall. (häufig)
Capreolus capreolus L.
Cervus elaphus L.
Rangifer tarandus L. (vorherrschend)
Rupicapra rupicapra L.
Coelodonta antiquitatis BLMB.
Equus sp. (häufig)

5. *Ságvár.* Komitat-Somogy. Löss.

Rangifer tarandus L. (vorherrschend)
Equus (abeli ANT.)
Equus ferus PALL.
Pflanzenreste:
Pinus montana L.

6. *Szelim-Höhle.* Komitat-Esztergom. Oberer Teil der Lössablagerung.

Ursus spelaeus ROSENM. (selten)
Rangifer tarandus L. (vorherrschend)
Lemmus lemmus L.
Coelodonta antiquitatis BLMB.
Lagopus mutus MONT.
Pflanzenreste:
Pinus montana L.

7. *Süttő.* Komitat-Esztergom. Löss.

Aufgebrochene Knochenbruchstücke und Reste von *Larix* sp.

8. *Dunaföldvár.* Komitat-Pest. Löss.

Rangifer tarandus L. (vorherrschend)
Elephas primigenius BLMB.
Equus sp.
Pflanzenreste:
Pinus montana L.

9. *Diósgyőrer-Höhle.* Komitat-Borsod. Graue Schichte.

Rangifer tarandus L. (vorherrschend)

10. *Pilisszántóer-Felsnische.* Komitat-Pest. Graue, rote und gelbe (Löss) Schichte.

Talpa europaea L.
Sorex araneus L.
Desmana moschata hungarica KORM.
Ursus spelaeus ROSENM. (selten)
Gulo gulo L.
Canis lupus L.
Vulpes vulpes L.
Alopex lagopus L.
Martes martes L.
Lutreola robusta (MOTTL)
Lynx lynx L.
Cricetus cricetus L.
Cricetiscus songarus PALL.
Evotomys glareolus SCHREB.
Microtus arvalis PALL.
Microtus gregalis PALL.
Microtus agrestis L.
Microtus ratticeps KEYS. BLAS.
Microtus nivalis MART.
Arvicola terrestris L.
Dicrostonyx torquatus PALL. (häufig)
Citellus citelloides KORM.
Colobotis rufescens KEYS. BLAS.
Lepus timidus L.
Ochotona pusillus PALL. (häufig)
Castor fiber L.
Rangifer tarandus L. häufig)
Cervus (canadensis asiaticus LYD.)
Bos primigenius BOJ.
Rupicapra rupicapra L.
Capra ibex sp.
Elephas primigenius BLMB.
Lagopus albus KEYS. BLAS. (häufig)
Lagopus mutus MONT. (häufig)
usw. Vogelarten.
Pflanzenreste:
Ulmus sp.
Quercus sp.
Juniperus sp.
Fraxinus sp.

11. *Ballavölgyer-Höhlung.* Komitat-Borsod. Gelblichbraune Schichte.

Ursus spelaeus ROSENM. (selten)
Canis lupus L.
Vulpes vulpes L.
Alopex lagopus L.
Martes martes L.
Meles meles L.
Hyaena spelaea GOLDF.
Cricetus cricetus L.
Citellus citellus L.
Arvicola terrestris L.
Rangifer tarandus L. (häufig)
Aegoceras severtzowi-ibex Gruppe
Megaceros giganteus BLMB.
Rupicapra rupicapra L.
Bison priscus BOJ.
Lagopus albus KEYS. BLAS.
Lagopus mutus MONT.
Tetrao tetrix L.
Asio accipitrinus L.

Postglazialfaunen. (Magdalenien II. und Mesolithikum.)

1. *Puskaporoser-Felsnische.* Komitat-Borsod. Gelbe Schichte. Magdalenien II.

Rhinolophus euryale BL.
Erinaceus europaeus L.
Sorex araneus L.
Sorex minutus L.
Neomys fodiens PALL.
Talpa europaea L. (häufig)
Desmana moschata hungarica KORM.
Ursus spelaeus ROSENM. (selten)
Ursus arctos L.
Canis lupus L.
Vulpes vulpes L.
Alopex lagopus L.

Gulo gulo L.
Martes martes L.
Mustela erminea L.
Mustela nivalis L.
Citellus citellus L.
Cricetus cricetus L.
Cricetiscus songarus PALL.
Evotomys glareolus SCHREB.
Microtus arvalis PALL.
Microtus agrestis L.
Microtus gregalis PALL.
Microtus ratticeps KEYS. BLAS.
Arvicola terrestris amphibius LAC.
Sicista subtilis PALL.
Alactaga saliens GMEL.
Ochotona pusillus PALL. (häufig)
Lepus timidus L.
Rangifer tarandus L. (selten)
Coelodonta antiquitatis BLMB.
Equus ferus PALL.
Lagopus albus KEYS. BLAS. (selten)
Lagopus mutus MONT. (selten)
usw. Vogelarten, Steppenelemte überwiegend.

2. *Vaskapu-Höhle.* Komitat-Borsod. Hellbraune-grünlichgraue-rötliche Schichten. Magdalenien II.

Talpa europaea L.
Ursus spelaeus ROSENM. (selten)
Ursus arctos L.
Canis lupus L.
Vulpes vulpes L.
Martes martes L.
Mustela erminea L.
Mustela nivalis L.
Lepus sp.
Ochotona pusillus PALL.
Glis glis L.
Cricetus cricetus L.
Evotomys glareolus SCHREB.
Microtus arvalis PALL.
Microtus gregalis PALL.
Microtus agrestis L.
Microtus nivalis MART.
Arvicola terrestris L.
Colobotis rufescens KEYS. BLAS.
Rangifer tarandus L. (häufig)
Rupicapra rupicapra L. (häufig)
Lagopus albus KEYS. BLAS.
Lagopus mutus MONT.

3. *Remetehegyer-Felsnische.* Komitat-Pest. Gelbe und rötliche lössartige Schichte. Magdalenien II.

Talpa europaea L.
Sorex araneus L.
Sorex minutus L.
Desmana moschata hungarica KORM.
Erinaceus (roumanicus BARR. HAM.?)
Myotis nattereri KUHL.
Ursus spelaeus ROSENM. (selten)
Canis lupus L.
Vulpes vulpes L.
Alopex lagopus L.
Gulo gulo L.
Martes martes L.
Mustela erminea L.
Mustela nivalis L.
Lutreola robusta (MOTTL.)
Felis silvestris SCHREB.
Cricetus cricetus L.
Cricetiscus songarus PALL.
Arvicola terrestris L.
Microtus arvalis PALL.
Microtus agrestis L.
Microtus ratticeps KEYS. BLAS.
Microtus gregalis PALL.
Evotomys glareolus SCHREB.
Dicrostonyx torquatus PALL. (selten)
Citellus citellus L.
Glis glis L.
Lepus europaeus PALL.
Ochotona pusillus PALL. (häufig)
Castor fiber L.
Rangifer tarandus L. (selten)
Equus sp.
Von den Vogelarten die nordischen seltener, die Steppenbewohner häufig.

4. *Balla-Höhle.* Komitat-Borsod. Gelbe lössartige Schichte. Magdalenien II.

Homo sapiens L.
Talpa europaea L.
Sorex araneus L. (häufig)
Sorex minutus L. (häufig)
Ursus spelaeus Rosenm. (selten)
Ursus arctos L.
Canis lupus L.
Vulpes vulpes L.
Mustela erminea L.
Mustela nivalis L. (häufig)
Lepus europaeus Pall. (häufig)
Cricetus cricetus L.
Microtus arvalis Pall.
Microtus agrestis L.
Microtus nivalis Mart. (selten)
Microtus gregalis Pall. (häufig)
Microtus ratticeps Keys. Blas.
Arvicola terrestris L.
Evotomys glareolus Schreb.
Ochotona pusillus Pall.
Rangifer tarandus L. (selten)
Capreolus capreolus L.
Bos sp.
Ovis sp.
Epuus sp.
Lagopus albus Keys. Blas.
Lagopus mutus Mont.
Tetrao tetrix L.
Nyctea ulula L. usw. Vogelarten.

5. *Bervavölgyer-Höhlung.* Komitat-Heves. Gelbe Schichte. Magdalenien II.

Talpa europaea L.
Erinaceus (roumanicus Barr. Ham.)
Myotis myotis Borkh.
Ursus spelaeus Rosenm. (sehr selten)
Canis lupus L.
Vulpes vulpes L.
Meles meles L.
Martes martes L.
Mustela erminea L.
Lynx lynx L.
Hyaena spelaea Goldf.
Lepus sp.
Ochotona pusillus Pall.
Glis glis L.
Arvicola terrestris L.
Apodemus sylvaticus L.
Cervus elaphus L.
Capreolus capreolus L.
Epuus woldrichi Ant.

6. *Perpác-Höhlung.* Komitat-Borsod. Gelblichbraune und rötlichbraune Schichte. Mesolithikum.

Ursus arctos L.
Vulpes vulpes L.
Thos sp.
Alopex lagopus L.
Felis silvestris Schreb.
Rangifer tarandus L. (sehr selten)
Rupicapra rupicapra L.
Lepus sp.
Microtus sp.

In der Frühglazialfauna von Süttő überwiegen die Waldelemente. Auf Grund einiger ausgesprochen mediterranen Arten folgerte Th. Kormos auf ein etwas wärmeres als das heutige Klima. Von entsprechendem Charakter, nur etwas älter soll nach M. Kretzoi auch die

leider noch nicht publizierte Tiergesellschaft von Vértesszöllős sein. Die Fauna von Süttő zeigt zweifelsohne einen etwas jüngeren Charakter als die Tiergemeinschaften des Chelléen. Sie ist sowohl als Acheuléen als auch Prämoustérien (nach HILLEBRAND) zwischen die Fauna von Brassó und jene der unteren Schichten der Mussolini Höhle zu stellen. Zwischen den Faunen von Brassó und Süttő klafft in der Kontinuität der Faunaentwicklung noch eine Lücke. Die *Celtis australis*-Reste von Süttő zeugen ebenfalls für ein mild-gemässigtes Klima.

In der pleistozänen Ablagerung der Háromkuter-Höhle (Komitat Borsod, Bükkgebirge) stiess O. KADIĆ auf einen flach-ovalen Faustkeil. Die Knochenreste der Ablagerung rühren von folgenden Arten her:

Ursus spelaeus ROSENM. (überwiegend)
Ursus arctos L.
Canis lupus L.
Meles meles L.
Felis silvestris SCHREB.
Hyaena spelaea GOLDF.
Cricetus cricetus L.
Cervus elaphus L.
Capreolus capreolus L.

Vom gefundenen Steingerät ist es leider bis heute nicht entschieden ob es ein Acheuléen-Faustkeil oder eine amygdaloide Protosolutréen-Blattspitze sein soll, weshalb die Einreihung der Fauna in das Acheuléen vorläufig unsicher ist. Die Fauna besitzt jedenfalls einen Wald-Steppencharakter, in der die Waldelemente überwiegen.

Die heimische Hochmoustérienfauna zeichnet sich gleichfalls durch einen Wald-Steppencharakter mit dem Übrewiegen der Waldformen aus. Auch die Laubbaumreste aus der Mussolini-Höhle sprechen für ein mild-gemässigtes, dem heutigen mediterranen nahestehendes Klima.

Weder in den Vormoustérien- noch in unseren Hochmoustérienfaunen sind nordische Elemente anzutreffen. Selbst die Zahl der alpinen Formen ist gering.

Demgegenüber kann sowohl auf Grund der Zusammensetzung der Fauna als auch der Flora im Spätmoustérien auf die rasche Änderung, auf eine starke Abkühlung des Klimas gefolgert werden. Dies ist zugleich der Zeitabschnitt, in dem sich der humide Charakter der Säugetierfauna in einem kontinentalen wandelt. Es ist äusserst interessant, wie sich diese Klimaänderung auf die Fauna und auf die Flora auswirkt. In der Flora kommen statt der Laubbäume die Nadelhölzer, wie Zirbelkiefer, Bergkiefer, Lärche zur Herrschaft, während in der

Fauna der ausgesprochene Steppencharakter zur Geltung kommt, indem schon extreme Steppenelemente wie *Alactaga saliens, Equus hemionus* und *Ochotona pusillus* erscheinen. Hier sind auch die ersten arktischen Tierformen, das Rentier und die Schneehühner anzutreffen, die aber nur spärlich vertreten sind. In dieser Zeit lagerte sich auch unser Würm I.-Löss (Tata) ab.

Von unseren Frühglazialfaunen sind sowohl die Tiergemeinschaften des Prämoustérien wie auch jene des Früh- und Hochmoustérien von solcher Zusammensetzung und solchem Charakter, dass sie mit Glazialzeiten nicht in Parallele gestellt werden können. Die Früh- und Hochmoustérienfaunen können zweifelsohne mit dem Riss-Würm Interglazial, die der Prämoustérien Fundstellen mit grösster Wahrscheinlichkeit mit einem, der Mindel-Riss Zwischeneiszeit entsprechendem Zeitabschnitt uzw. mit dessen zweiter Hälfte identifiziert werden. Eben deswegen ist mir die Feststellung von Gy. Bacsák (1940) völlig unerklärlich, nach welcher bei und das Riss-Würm Interglazial auf Grund der Fauna bisher noch nicht nachgewiesen werden konnte, wo es doch die deutschen Fachleute schon längst als „Waldperiode“ erkannt haben. Die Ergebnisse der Grabungen der Mussolini-Höhle wie auch jene meiner Faunauntersuchungen sind ja schon seit 1935. bekannt!

Die Fauna der Háromkuter-Höhle wurde von mir, zwar mit einem Fragezeichen versehen, in meiner in der Monographie der Mussolini-Höhle erschienenen Studie (Geol. Hung. Ser. Palaeont. 14, 1938) jedoch in das Riss-Glazial versetzt. Auf Grund der neuesten Grabungen im Jahre 1939 kann sie aber nicht einmal als indifferent zusammensetzt betrachtet werden, da in ihr, laut obiger Faunaliste die Waldformen überwiegen.

Demgegenüber können unsere Spätmoustérien-Tiergesellschaften teils als subglazialer, Übergangshorizont noch an das Ende des Riss-Würm Interglazials, teils jedoch schon in das Würm I. eingereiht werden.

Den Interstadialzeiten, d. h. den Oszillationsperioden mit relativ milderem Klima schenkte man bei uns erst in der jüngsten Zeit mehr Aufmerksamkeit. Die Pinus silvestris-Reste aus der Aurignacschichte der früheren Grabungen in der Istállóskő-Höhle und der mit Vorbehalt als Elsebeerbaum bestimmte Fund aus dem Protosolutréen der Szelimhöhle waren leider keine genügenden Belege dafür um diese

Zeitabschnitte endgültig in Interstadialzeiten zu versetzen. Als es sich auf Grund der eingehenderen Untersuchungen von S. SÁRKÁNY vom oberwähnten Fund der Szelimhöhle herausstellte, dass es sich wirklich nicht um Elsebeerbaum, sondern wie ich selbst darauf schon einmal hingewiesen habe, um Vogelbeerbaum handelt, entschloss ich mich, den Unklarheiten ein Ende zu machen. Und zwar dadurch, dass ich längere Zeit hindurch in der Istállóskőer-Höhle, an unserer berühmten Aurignacien-Fundstelle Grabungen anstelle, da das Hochaurignacien nach BAYER, SOERGEL, GRAHMANN, GÖTZINGER, JURA, BREUIL, BECK u. a. indie Aurignac- oder Spiezerschwankung, zwischen Würm I. und II. fällt.

Die Bestimmung der von mir aus den Spätmittelaurignacienschichten der Istállóskőhöhle gesammelten Holzkohlenreste konnte dieses Interstadial tatsächlich auch für Ungarn beweisen. Aus den Boden- und Lichtbedürfnissen, sowie aus der geographischen Verbreitung der nachgewiesenen Arten (Kiefer, Lärche, Fichte, Eiche, Ahorn, Vogelbeerbaum) folgerte S. SÁRKÁNY auf ein kühl-gemässigtes, kontinentales Klima. Neben einem solchen Klima zeugt auch die heimische Früh- und Hochaurignacienfauna, in der im allgemeinen auch weiterhin die mehr grassteppenliebenden Arten überwiegen, von den extremen Steppenbewohnern jedoch nur *Ochotona* und *Desmana* vorkommen, während die Zahl der Waldbewohner sich günstiger gestaltet. Das Rentier ist noch immer sehr selten. Die Säugetiere der heimischen Aurignacienfauna vom Steppencharakter sind daher nur weitere Beweise dafür, dass sich das kontinentale Klima des Spätmoustérien obzwar in geringerem Masse, so doch auch im Aurignacien fortzetzte, wie das die anthrakotomischen Untersuchungen nur bestärken.

Das Fehlen der wärmeliebenden Arten in dieser Fauna und Flora beweist aber auch, dass es sich nicht um eine tiefgreifende Klimaänderung, sondern nur um eine klimatische Oszillation handeln kann. An dieser Stelle muss ich auch auf eine irrtümliche Mitteilung GY. BACSÁK's (1940) hinweisen, wonach nämlich die Erwärmung des Klimas im Würm I—II. Interstadial durch die Tatsache bestens bewiesen wird, dass „damals bei uns das Rentier seltener wurde." Aus dieser Äusserung kann jeder mit Recht folgern, dass das Rentier in Ungarn schon vor dem Aurignacien in grosser Individuenzahl lebte, wo doch alle bisherige Angaben dafür sprechen, dass das Rentier den ungarischen Boden bis zum Frühsolutréen nur spärlich bewohnte.

Die Frage der Würm II. d. h. der Spätaurignacienlösse ist heute

bei uns noch ein offenes Problém. Das polnische (Jura), das ostmärkische (Götzinger) und das slowakische (Zotz) Spätaurignacien befindet sich nämlich schon im Löss, während aus Ungarn bisher keine fossilführenden Aurignacienlösse bekannt geworden sind. Die Faunareste der gelblichbraunen Lehmschichte aus der Görömböly-Tapolcaer-Höhlung sind leider ungenügend, wie auch die von dort zum Vorschein gekommenen Steingeräte atypisch sind. Die Spätaurignacien Werkzeuge von Magyarbodza in Siebenbürgen kamen aus einer grauen plastischen Lehmschichte *unter* dem Löss und ohne Begleitfauna ans Tageslicht, wie auch die Spätaurignaciengeräte von Ipolyság in Westungarn aus einer Lehmablagerung an die Oberfläche kamen. Auch von diesem Fundort kennen wir keine Tierreste.

Auf die Fauna, Flora und so auch auf das Klima unseres Spätaurignacien kann deswegen nicht einmal gefolgert werden. Die mächtigen Spätaurignacien-Lössablagerungen des oberen Waagtales bei Moravány machen es jedoch wahrscheinlich, dass diese Lösse auch in ungarisches Gebiet hinunterreichen, bisher jedoch nicht aufgeschlossen worden sind. Bishin kann das heimische Spätaurignacien nur mit einem Fragezeichen versehen als Würm II. fungieren, in welchem Falle unsere Magdalenienlösse schon in das Würm III. eingereiht werden müssen.

Mit dieser Frage ist auch die chronologische Einreihung der heimischen Protosolutréen-Fauna und Flora aufs engste verknüpft. Es wirkte sehr störend, dass die Lemming führende Tiergesellschaft der rotbraunen Schichte der Pálffy-Höhle auf Grund einer einzigen Blattspitze lange Zeit hindurch als Protosolutréen fungierte. In meinem Bericht über die Grabungsergebnisse der Jahre 1936—38 der Kgl. Ung. Geol. Anstalt habe ich auf sämtliche, der obigen Annahme widersprechende Angaben eingehend hingewiesen, auf Grund derer ich nur die graue Lehmsichte *unter* der rotbraunen Schichte für Protosolutréen halte. Sonach kann die heimische Protosolutréenfauna als eine einheitliche Tiergesellschaft vom Wald-Steppencharakter betrachtet werden, in der die bezeichnenden glazialen Grossäuger, — hauptsächlich der Höhlenbär, — vorherrschen, während die erwähnten extremeren Steppenelemente fehlen. Die nordischen Arten sind auch weiterhin spärlich vertreten. Aus der Zusammensetzung der Fauna kann auf ein noch weniger kontinentales Klima, als im Hochaurignacien gefolgert werden, weshalb auch diese Faunagruppe in einen Zeitabschnitt mit milderem Klima gestellt werden muss. Diese Auffassung

wird auch durch die Flora gestützt, in der Kiefer, Fichte, Lärche und Vogelbeerbaum vorhanden sind.

Auf Grund der Fauna und Flora muss demnach das heimische Protosolutréen entweder zusammen mit dem Hochaurignacien in das Würm I—II. Interstadial versetzt werden, wie das meinerseits bereits getan wurde, — oder muss es in Erwartung des heimischen Vorkommens der Spätaurignacienlösse als Würm II—III. Interstadial angesprochen werden.

Vom Frühsolutréen bis zur zweiten Hälfte des Magdalenien I. herrscht in Ungarn abermals *Pinus montana* vor. Die Zusammensetzung der Fauna weist im Früh- und Hochsolutréen im allgemeinen keine bemerkenswerten Änderungen auf, doch ist das Rentier schon häufiger. Der Steppencharakter wird allmählich ausgeprägter und im Spätsolutréen erscheinen schon wieder extreme Steppentiere wie z. B. *Sicista.* Demgegenüber nimmt der Höhlenbär vom Spätsolutréen an an Zahl stätig ab. Der kräftige und rasche Kältervorstoss im Magdalenien I. kommt in der Fauna durch das Vorherrschen der Lemminge und des Rentieres gut zum Ausdruck. Die Nager vom Steppencharakter sind auch weiterhin in grosser Individuenzahl vertreten. Es kann daher aus der Fauna auf ein kalt-kontinentales Klima gefolgert werden.

Gegenüber der oben aufgezählten feineren faunistischen Horizonte können auf Grund der Flora keine ähnlichen Nuanceen nachgewiesen werden, da vom Frühsolutréen angefangen bis zur zweiten Hälfte des Magdalenien I. einheitlich *Pinus montana* dominiert. In dieser Zeit lagerten sich auch unsere Magdalenienlösse ab.

Es ist sehr interessant, einesteils die Fauna, anderesteils die Flora auf welche Weise auf beide Kältewellen das Würmglazials (Würm I. = Spätmoustérien und Würm III. = Frühsolutréen-Magdalenien) reagiert. Wie wir gesehen haben, kommen im Spätmoustérien statt der Laubbäume Berg- und Zirbelkiefer zur Herrschaft, während in der Fauna der Steppencharakter den Waldcharakter verdrängt. Im Würm III. dominiert gegenüber der Arten *Pinus silvestris, Picea, Larix, Sorbus, Quercus* und *Acer* der Interstadialzeiten abermals *Pinus montana,* während in der Fauna mit dem Überwiegen der Lemminge, des Rentiers und der Schneehühner schon der nordische, Tundrencharakter zur Geltung kommt. All diese Angaben bilden hinreichende Beweise dafür, dass bei der Horizontierung des Jungpleistozäns die Ergebnisse der ernsten Faunabearbeitung oftmals besser als die der Flora verwendet werden können. Die Flora erweist sich zweifelsohne em-

pfindlicher, doch taugt sie z. B. schon zur Auseinanderhaltung des heimischen Würm I. und Würm III. infolge ihrer gleichen Zusammensetzung in den beiden Zeitabschnitten allein nicht mehr.

Einen Gegensatz zwischen Fauna und Flora bemerken wir allein im Falle der Pilisszántóer-Felsnische (Ende Magdalenien I.), aus welcher nach den Untersuchungen von weil Fr. Hollendonner (1926) zusammen mit auf ein dem heutigen ähnliches Klima verweisenden Pflanzenresten *(Ulmus, Quercus, Fraxinus, Juniperus)* noch viele Lemminge an die Oberfläche kamen.

Wenn wir aber vor Augen halten, dass sich mehrere nordische Tierarten in Europa bis zum Mesolithikum erhielten, so beweist obiger Fall nur, dass die Rückwanderung nach dem Norden oder das Aussterben der arktischen Formen eine lange Zeitspanne andauerte und dass im Falle tiefgreifenderer Klimaänderungen der Faunenaustausch mehr Zeit in Anspruch nimmt als wir bisher angenommen haben.

Die Herrschaft der Lemmige und des Rentiers als vom hohen Norden vor der Kälte uns zugewanderten Arten dauerte nicht lange, da ihre Zahl in unseren Magdalenien II.-Faunen schon stark abnimmt. Bald verschwinden sie. In den Magdalenien II.-Faunen ist gegenüber dem Tundrencharakter schon wieder der extreme Steppencharakter mit *Alactaga, Sicista, Desmana* und *Ochotona*-Resten ausgeprägt. Gegen Ende des Magdalenien II. nimmt die Zahl der Waldformen allmählich zu und stellt so den Übergang zur heutigen Fauna her.

Eine mesolithische Höhlenfauna kennen wir bisher nur aus der Perpác-Felsnische. In dieser Fauna sind noch einige Rentier- und Schneefuchsknochen zu finden.

Ich glaube mit Obigen genügend objektive Angaben gegen die irrtümliche Auffassung geliefert zu haben, dass: „auf die Säugetierreste blutwenig gebaut werden kann."

Die Aufeinanderfolge der mitgeteilten Faunenverzeichnisse zeigt dasselbe, wie die Pollenuntersuchungen von B. Zólyomi (1936) und die morphologischen Geländestudien von B. Bulla (1937—38) und A. Kéz (1938).

Von A. Kéz wird der kontinentale Klimacharakter des ungarischen Beckens während des Pleistozäns mehrmals betont. Auf diesen stark kontinentalen Charakter des heimischen Eiszeitklimas werfen die oben angeführten Angaben der heimischen Faunaforschung ein

klares Licht. Sie bringen ihn sogar noch besser zum Ausdruck als die bisher bekannten Pflanzenfunde.

Mit der ungarischen Altpleistozänfauna sind wir zweifelsohne schlechter daran als mit der oben behandelten, fein horizontierbaren Jungpleistozänfauna. So gesteht auch B. BULLA (1937—38), dass das Problém der „älteren Lösse" bei uns noch eine offene Frage bildet.

I. *Mosbachian Faunen.*

1. *Brassó.*

Talpa praeglacialis KORM.
Talpa gracilis KORM.
Beremendia fissidens PET.
Erinaceus sp.
Plecotus auritus L.
Myotis wüsti KORM.
Myotis nattereri STUHL.
Ochotona sp.
Glis glis L.
Cricetus cf. praeglacialis SCHAUB.
Allocricetus bursae SCHAUB.
Allocricetus éhiki SCHAUB.
Apodemus cf. sylvaticus L.
Evotomys glareolus-Gruppe
Apistomys coronensis MÉH.
Arvicola cf. bactonensis HINT.
Lagurus pannonicus KORM.
Pitymys arvaloides HINT.
Pitymys gregaloides HINT.
Microtus arvalinus HINT.
Microtus coronensis KORM.
Hystrix sp.
Canis kronstadtensis TOULA.
Ursus cf. deningeri v. REICH.
Mustela strandi KORM.
Coelodonta kronstadtensis TOULA.
Rusa sp.

Zwischen der Fauna von Süttő und der jüngsten Altpleistozänfauna gibt es keinen glatten Übergang, da die Tiergemeinschaft von Brassó noch mehr Beziehungen zu den heimischen älteren Altpleistozänfaunen aufweist, als zu den jungpleistozänen Tiergesellschaften. Die einzigen Pflanzenreste aus dieser Zeit sind die *Celtis australis*-Früchte. In diesen Zeitabschnitt wird auch die *Elephas trogontherii* führende, unter Bearbeitung stehende Spaltausfüllungsfauna des budapester Vár-Berges einzureihen sein.

II. *Saintprestian Faunen.*

1. *Villány-Nagyharsányhegy.* (Komitat-Baranya.)

Talpa praeglacialis KORM.
Talpa gracilis KORM.
Sorex margaritodon KORM.
Sorex runtonensis HINT.
Beremendia fissidens (PET.)
Crocidura sp.
Myotis wüsti KORM.
Myotis aff. emarginatus GEOFFR.
Myotis dasycneme BOIE.
Hypolagus brachygnathus KORM.
Citellus primigenius KORM.
Sicista praeloriger KORM.

Prospalax priscus NEHR.
Cricetus cf. praeglacialis SCHAUB.
Cricetulus sp.
Dolomys episcopalis MÉH.
Mimomys newtoni F. MAJ.
Mimomys intermedius NEWT.
Mimomys fejérváryi KORM.
Evotomys hintoni KORM.
Arvicola aff. bactonensis H .
Lagurus pannonicus KORM.
Pitymys vetus KORM.
Pitymys gregaloides HINT.
Pitymys arvaloides HINT.
Microtus arvalinus HINT.
Microtus nivalinus HINT.
Microtus nivaloides F. MAJ.
Microtus ratticepoides HINT.
Canis lupus subsp. indet.
Thos sp. indet.
Vulpes praecorsac KORM.
Alopex praeglacialis KORM.
Pannonictis pilgrimi KORM.
Mustela palerminea PET.
Mustela praenivalis KORM.
Equus marxi v. REICH.
Cervus cf. ctenoides an dicranius NESTI
Bovidae gen. sp. indet.
Tragelaphus aff. torticornis AYM.
Procamptoceras cf. brivatense SCHAUB.

2. *Gombaszög.* (Komitat-Gömör.)

Talpa praeglacialis KORM.
Crocidura obtusa KRETZ.
Plyomys episcopalis MÉH.
Plyomys progressus KRETZ.
Microtus coronensis NEWT.
Cricetus runtonensis NEWT.
Allocricetus bursae SCHAUB.
Glis glis L.
Hystrix sp.
Castor sp.
Trogontherium cuvieri FISCH.
Ochotona sp.
Leo gombaszögensis KRETZ.
Panthera, Felina sp. indet.
Epimachairodus hungaricus KRETZ.
Pachycrocuta robusta progressa KRETZ.
Crocuta sp. indet.
Mustela cf. palerminea PET.
Meles meles atavus KORM.
„Canis" gigas KRETZ.
Canis mosbachensis SOERG.
Canis cf. kronstadtensis TOULA.
Alopex sp.
Xenocyon lycaonides KRETZ.
Ursus gombaszögensis KRETZ.
Elephas (Archidiskodon) meridionalis NESTI-*trogontherii* POHL.
Coelodonta etrusca FALC.
Allohippus robustus POM.
Sus scrofa priscus DE SERR.
Capreolus sp.
Bison schötensacki FREUD.

3. *Püspökfürdő.* (Komitat-Bihar.)

Desmana thermalis KORM.
Galemys semseyi KORM.
Talpa praeglacialis KORM.
Talpa episcopalis KORM.
Sorex margaritodon KORM.
Sorex minutus L.
Sorex runtonensis HINT.
Petényia hungarica KORM.
Beremendia fissidens (PET.)
Rhinolophus aff. ferrum equinum SCHREB.
Plecotus crassidens KORM.
Plecotus auritus L.
Eptesicus praeglacialis KORM.
Barbastella aff. barbastella SCHREB.
Myotis steiningeri KORM.
Myotis baranensis KORM.
Myotis schaubi KORM.
Ochotona sp. indet.
Hypolagus brachygnathus KORM.
Citellus primigenius KORM.
Trogontherium cuvieri FISCH.

Glis antiquus KORM.
Muscardinus dacicus KORM.
Sicista praeloriger KORM.
Spalax sp.
Cricetus cricetus praeglacialis SCHAUB.
Cricetus cricetus nanus SCHAUB.
Cricetus cricetus major NEWT.
Apodemus cf. sylvaticus L.
Dolomys episcopalis MÉH.
Mimomys pliocaenicus F. MAJ.
Mimomys pusillus MÉH.
Mimomys intermedius NEWT.
Evotomys (glareolus-Gruppe)
Ungaromys nanus K .
Lagurus pannonicus KORM.
Pitymys arvaloides HINT.
Allophaiomys pliocaenicus KORM.
Allophaiomys laguroides KORM.
Hystrix sp.
Epimachairodus hungaricus KRETZ.
Leo sp. indet.
Canis mosbachensis SOERG.
Canis strandi KORM.
Thos sp. indet.
Vulpes praecorsac KORM.
Alopex praeglacialis KORM.
Helarctos arvernensis CR. JOB.
Pannonictis pliocaenica KORM.
Putorius stromeri KORM.
Mustela palerminea PET.
Mustela praeglacialis KORM.
Meles atavus KORM.
Rusa sp.
Macacus cf. florentinus COCCHI.
Bovidae gen. et sp. indet.
Pflanzenreste:
Celtis autralis L.
Prunus sp.

4. *Beremend.* (Komitat-Baranya.)

Desmana nehringi KORM.
Talpa praeglacialis KORM.
Talpa gracilis KORM.
Beremendia fissidens (PET.)
Pachyura hungarica KORM.
Erinaceus lechei KORM.
Rhinolophus aff. ferrum equinum SCHREB.
Rhinolophus euryale praeglacialis KORM.
Myotis baranensis KORM.
Ochotona sp. indet.
Pliolagus beremendensis KORM.
Hypolagus brachygnathus KORM.
Prospalax priscus NEHR.
Cricetus cricetus praeglacialis SCHAUB.
Allocricetus bursae SCHAUB.
Allocricetus ehiki SCHAUB.
Dolomys milleri NEHR.
Mimomys pliocaenicus F. MAJ.
Mimomys newtoni F. MAJ.
Lagurus pannonicus KORM.
Vulpes (Nyctereutes) petényii KORM.
Alopex praeglacialis KORM.
Helarctos arvenensis CR. JOB.
Pliovormela beremendensis PET.
Pannonictis pliocaenica KORM.
Pannonictis pilgrimi KORM.
Mustela palerminea PET.
Rusa sp. indet.
Tragelaphus aff. torticornis AYM.
Procamptoceras brivatense SCHAUB.
Macacus cf. florentinus COCCHI.
Pflanzenreste:
Celtis tournefortii

5. *Csarnóta.* (Komitat-Baranya.)

Galemys semseyi KORM.
Talpa praeglacialis KORM.
Petényia hungarica KORM.
Beremendia fissidens PET.
Crocidura kornfeldi KORM.
Erinaceus sp. indet.
Pliolagus beremendensis KORM.
Hypolagus brachygnathus KORM.
Prospalax priscus NEHR.
Baranomys lóczy KORM.
Dolomys milleri NEHR.
Dolomys hungaricus NEHR.

Epimachairodus hungaricus KRETZ.
Panthera sp. indet.
Vulpes (Nyctereutes) petényii KORM.
Baranogale helbingi KORM.
Pannonictis pliocaenica KORM.
Mustela palerminea PET.
Coelodonta etrusca FALC.
Megaceros cf. dupuisi STEHL.
Cervus sp. indet.
Rusa sp.
Alces sp.
Tragelaphus aff. torticornis AYM.
Procamptoceras aff. brivatense SCHAUB.
Hemitragus cf. bonali HARLE—STEHL.
Macarus cf. florentinus COCCHI.

6. *Villány-Kalkberg.* (Komitat-Baranya.)

Desmana nehringi KORM.
Talpa praeglacialis KORM.
Talpa gracilis KORM.
Sorex praearaneus KORM.
Sorex minutus L.
Petényia hungarica KORM.
Soriculus kubinyii KORM.
Beremendia fissidens PET.
Crocidura kornfeldi KORM.
Erinaceus sp.
Rhinolophus aff. ferrum equinum SCHREB.
Eptesicus praeglacialis KORM.
Vespertilio majori KORM.
Myotis baranensis KORM.
Myotis wüsti KORM.
Myotis steiningeri KORM.
Manis hungarica KORM.
Pliolagus beremendensis KORM.
Hypolagus brachygnathus KORM.
Citellus primigenius KORM.
Glis hoffmanni KORM.
Eliomys sp. indet.
Prospalax priscus NEHR.
Cricetus cricetus praeglacialis SCHAUB.
Allocricetus bursae SCHAUB.
Allocricetus éhiki SCHAUB.
Apodemus cf. sylvaticus L.
Dolomys episcopalis MÉH.
Mimomys rex KORM.
Mimomys pliocaenicus KORM.
Mimomys pusillus KORM.
Mimomys newtoni KORM.
Evotomys (glareolus-Gruppe)
Epimachairodus hungaricus KRETZ.
Leo sp.
Panthera sp.
Felis sp.
Lynx lynx strandi KORM.
Canis mosbachensis SOERG.
Canis lupus sp.
Vulpes praecorsac KORM.
Alopex praeglacialis KORM.
Helarctos arvernensis CR. JOB.
Baranogale helbingi KORM.
Pliovormela beremendensis PET.
Pannonictis pliocaenica KORM.
Pannocitis pilgrimi KORM.
Mustela palerminea PET.
Cervus sp.
Rusa sp.
Bovidae gen. sp. indet.
Tragelaphus aff. torticornis AYM.
Procamptoceras brivatense SCHAUB.
Hemitragus cf. bonali HARLÉ—STEHL.
Ursus (arctos-Gruppe)

7. *Siklós.* (Komitat-Baranya.)

Pliovormela beremendensis PET.
Coelodonta etrusca FALC.

8. *Ercsi, Aszód, Városhidvég.* (Terassenschotter.)

Elephas meridionalis NESTI.
Coelodonta etrusca FALC.
Elephas cf. planifrons FALC.
Equus sp.
Bos sp.

III. *Arnian-Auvergneian Faunen.*

?

Wie wir sehen, ist im ungarischen Altpleistozän der Saintprestian Faunenhorizont einesteils durch die *Elephas meridionalis* führenden Schotterablagerungen, anderesteils durch unsere Spaltausfüllungsfaunen gut vertreten. Zu jener Zeit musste nach TH. KORMOS in Ungarn ein warm-feuchtes, mediterranes Klima geherrscht haben.

Typische Auvergneian-Arnian Fauna haben wir bisher keine. Indem aber die Fauna von Rákoskeresztúr in gewissem Masse als zusammengeschwemmt erscheint, die *Dibunodon arvernensis* und *Zygolophodon borsoni* Funde von Pestszentlőrinc, Pécel, Gubacs indessen nur spärliche Oberflächenfunde sind, habe ich schon in meiner Arbeit über die mittelpliozäne Säugetierfauna von Gödöllő (1939) die Frage aufgeworfen, ob diese noch Mastodonten enthaltenden mächtigen Schotterablagerungen nicht eventuell schon die Anfangsglieder des heimischen weitverbreiteten *Elephas meridionalis* führenden und hochdiluvialen Schotterkomplexes sind, somit als untersten Glieder eines neuen Sedimentationszyklus ins Auvergneian-Arnian eingereiht werden können.

Aus den älteren Donau-Schottern bei Galatz und Giurgiu in Rumänien kamen neben *Elephas meridionalis* noch *Dibunodon arvernensis* und *Dicerorhinus megarhinus* zum Vorschein.

Es ist äusserst interessant, dass sich auf Grund der Säugetierfauna in Ungarn vom Villafranchian bis zur Mitte des Moustérien ein ausgesprochen mehr humider, von der zweiten Hälfte des Moustérien bis Mitte des Postglazials ein ausgesprochen kontinentaler Zeitabschnitt ergibt. Der sog. „glaziale Faunacharakter“ bildete sich erst im zweiten Zeitabschnitt aus, während dieser Charakter in der Altpleistozänfauna noch nicht zur Geltung kam. Deshalb konnte im heimischen Altpleistozän der Wechsel von Glazial- und Interglazialzeiten auf Grund der bisherigen Fauna- und Florareste nicht nachgewiesen werden.

Unlängst ist von GY. BACSÁK (1940) eine sehr interessante Abhandlung erschienen, in der er die auf höheren mathematischen Rechnungen fussende und recht komplizierte Klimalehre MILANKOVITCH's in gemeinverständlicher Form erklärt. Er weist auch ausdrücklich auf die irrtümliche Interpretation der Interglazialzeiten hin. Es werden nämlich von vielen ausländischen Fachleuten die Interglazialzeiten als

das Umgekehrte von den Glazialen angenommen und daher irrigerweise als „warme“ Perioden erklärt. Auf Seite 15 seiner Abhandlung schreibt er darüber folgendes: „Die Interglazialzeiten setzen sich von viererlei Klimatypen zusammen (glaziale, antiglaziale, subtropische und subarktische Klimaschwankungen), — aber ein im allgemeinen „warmes“ Klima ist in den Interglazialzeiten nicht anzutreffen.“ Weiters: „Auf die Interglazialzeiten passt nur ein Unterscheidungsattribut, das jedoch negativ ist: eine gelungene Eiszeit kann in ihnen nicht nachgewiesen werden.“

Die Entgegenstellung von Eiszeit als „kalt“ und Interglazialzeit als „warm,“ d. h. die irrtümliche Interpretation der Zwischeneiszeiten schuf auch die „warme“ Interglazialfauna. Es geht jedoch aus den Erörterungen Bacsák's klar hervor, dass wenn Interglazial nicht das Umgekehrte von Glazial bedeutet, so wahrscheinlich auch die Interglazialfauna nicht in jedem Fall das Umgekehrte der Glazialfauna ist. Auf den weiten Begriff und auf die Unsicherheit des interglazialen Faunacharakters habe ich schon mehrmals hingewiesen.

Nach den Erläuterungen von Gy. Bacsák waren die Vereisungen vom Günz I. bis Ende Mindel II. also im Verlaufe von insgesamt 170.000 Jahren nur *vorübergehende Erscheinungen.* Darauf folgte die grosse, 200.000 Jahre dauernde Riss-Mindel Interglazialzeit. Demgegenüber sind die letzen 230.000 Jahre des Pleistozäns eben dadurch gekennzeichnet, dass die *Vereisungen schon zum Grossteil von Dauer waren.*

Gy. Bacsák steht vollkommen auf der Basis der Milankovitch—Soergel—Eberl'schen Eiszeitchronologie. Er beweist mit seinen zitierten Auseinandersetzungen die weiter oben angeführten Ergebnisse der heimischen Faunaforschung dennoch aufs schönste. Denn daraus, dass die Vereisungen 370.000 Jahre hindurch nur Erscheinungen vorübergehender Natur waren, in ihren irdischen Auswirkungen also noch nicht stabilisiert wurden, — folgt von selbst, dass auch die biologische Auswirkung der altpleistozänen Vereisungen auf den damaligen Faunen- und Florenbestand keine so grosszügige gewesen sein konnte um der Fauna sogleich den glazialen Stempel aufzudrücken. Aus alldem ergibt sich auch, dass wir weder aus der Günz noch aus der Mindel-Eiszeit eine „kalte“ Glazialfauna erwarten können. Diese Auffassung wird sowohl durch die ausländische wie auch durch die heimische Altpleistozänfauna bekräftigt.

Die lange Dominanz der mehr oder minder einheitlichen, — auf ein wärmeres Klima als das heutige verweisenden, — schon viele Nagerarten vom Grassteppencharakter enthaltenden, doch grösstenteils Waldfauna des Altpleistozäns wird durch die von BACSÁK geklärten ersten 370.000 Jahre des Pleistozäns vollkommen motiviert, wie auch die folgenden 200.000 Jahre die höheren Ursachen zur Ausbildung der jungpleistozänen Steppen-Tundrenfauna klar erweisen. Aus alldem ist auch offenbar, dass jene, nunmehr seit nahezu 30 Jahre bekannte Stellungnahme der ungarischen Paläomammalogen, dass im ungarischen Becken während des Pleistozäns der mehrmalige Wechsel glazialer „Kaltfaunen" mit interglazialen „Warmfaunen" bisher nicht nachgewiesen werden konnte, — keine einseitige und allen ernsten Grund entbehrende Einstellung war.

Auf Grund der Erklärungen von BACSÁK können wir also zu dem interessanten Ergebnis gelangen, dass zwischen der Eiszeitchronologie MILANKOVITCH's und den Ergebnissen der ungarischen Quartärfaunaforschung keine wesentlichen Abweichungen bestehen.

In der Fachliteratur werden die Verwirrungen durch jene nicht mit den Augen des Biologen blickenden Glaziogeologen verursacht, die den Wechsel „kalter" mit „warmen" Zeitabschnitten und Faunen in der irrtümlichen Auffasung schon von der Günz-Zeit an rechnen, nach denen „die lang dauernden Interglazialzeiten mit warmem Klima" die Ausbildung je einer „Warmfauna" ergaben. Dabei halten sie es für natürlich, dass die „warmen" und „kalten" Faunen, entsprechend der Zahl der vermuteten Vereisungen bzw. Zwischeneiszeiten in Europa bald verschwanden bald wieder erscheinen. Nachdem der Paläomammaloge eine altpleistozäne glaziale „Kaltfauna" bisher nicht nachzuweisen imstande war, wurde daraus irrigerweise gefolgert, dass die Säugetierfauna zur Horizontierung des Pleistozäns nicht geeignet ist.

Bei dem Nachweis der altpleistozänen Vereisungen in der Säugetierfauna scheinen statt dem Nachweis von „Kalt- und Warmfaunen" die am Anfang meiner Studie bekannt gegebenen Faunaentwicklungsphasen 1. und 2. sicherere Grundlagen zu bieten, da sie vom nackten Südelefanten zum langhaarigen Mammut, zur Entwicklungsphase 3. führen. Die Interglazialzeiten des Altpleistozäns scheinen sich in der Säugetierfauna auf Grund der bisherigen Angaben in der Form wiederzuspiegeln, dass sie die Verbreitung, die Fortdauer der altertümlicheren, „wärmeliebenden" Arten günstig beeinflussten, verlängerten. Die

Angaben zeigen aber auch, dass für die Änderung der Tierwelt, für die Ausbildung eines neuen Faunacharakters nicht diese Zeitabschnitte, sondern je ein neuerer „Kältevorstoss,“ der neuere Grad der Abkühlung massgebend waren. Eine durch Erwärmung des Klimas verursachte Faunaänderung tritt erst Ende der Würm-Eiszeit, also mit Ende der Vereisung ein.

Angeführte Schriften:

1. Gy. Bacsák: Zur Erklärung der Interglazialzeiten. „Időjárás“ Fachschrift, 1940, Nr. 1—6.
2. Á. Boros: Pliozäne und pleistozäne Celtis-Früchte aus Ungarn und Dalmatien. Földtani Közlöny 1933.
3. B. Bulla: Der pleistozäne Löss im Karpathenbecken. Földtani Közlöny, 1937—38.
4. G. Götzinger: Das geologische Alter des österreichischen Paläolithikums. Report of the XVI Intern. Geol. Congr. Washington 1931.
5. J. Hillebrand: Die ältere Steinzeit Ungarns. Archaeologica Hung. 1935.
6. F. Hollendonner's Ergenisse über die postglazialen Holzkohlenreste aus der Pilisszántóer-Felsnische in der Monographie *Th. Kormos*'s. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt, 1915.
7. A. Jura: Das Aurignacien in Polen. Quartär, Bd. II, 1939.
8. O. Kadić: Der Mensch zur Eiszeit in Ungarn. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt, Bd. XXX, 1934.
9. A. Kéz: A jégkor éghajlata. Természettudományi Közlöny, Pótfüzetek X—XII. Nr. 1938.
10. Th. Kormos: A süttői forrásmészkőkomplexus faunája. Állattani Közlemények, Bd. XXII, 1926.
    Th. Kormos: Zur Frage der Abstammung und Herkunft der quartären Säugetier-Fauna Europas. Festschr. z. 60. Geburtstage von Prof. Dr. E. Strand, Vol. III, 1937.
    Th. Kormos: Revision der präglazialen Wühlmause vom Gesprengberg bei Brassó in Siebenbürgen. Paläontologische Zeitschr. Bd. 15, 1933.
11. M. Mottl: Die mittelpliozäne Säugetierfauna von Gödöllő bei Budapest. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt, Bd. 32, 1939.
12. B. Zólyomi: Die Geschichte von 10.000 Jahren in Pollenkörnern. Természettud. Közlöny, 1936.
13. L. Fr. Zotz: Das Paläolithikum des unteren Waagtales. Quartär. Bd. II, 1939.

POLITECHNIKA GDAŃSKA · ZAKŁAD GEOLOGJI

Pleistozän

Pleistozän						
Jungpleistozän	Postglazial		Mesolithikum	Perpác-Höhlung Koroncó, Avas; Flóra: Quercus, Tilia, Fraxinus, Corylus, Sorbus torminalis.	Kühles, dann mild-gemässigtes, anfangs noch kontinentales Klima	Postglazial
			Magdalenien II.	Puskaporoser-felsnische (obere Kultur), Remetehegyer-Felsnische, Bervavölgyer-Höhlung, Vaskapu-Höhle. — Fauna: anfangs noch überwiegender Steppencharakter, dann Vermehrung der Waldelemente.		
	Glazial	Spätglazial	Magdalenien I.	*b)* Oberer Horizont: Pilisszántóer-Felsnische. In der Fauna noch Lemminge häufig. In der Flora jedoch schon Ulmus, Quercus, Juniperus, Fraxinus, Pinus (silvestris).	Milderung	Würm III.
				a) Unterer Horizont: Balla-Höhle (obere Kultur), Peskő-H. (obere K.), Kiskevélyer-H. (obere K.), Jankovich-H. (obere K.) Diósgyőrer-H. (obere K.), Szelim-H. B[1] Schichte, Ságvár, Dunaföldvár, Szeged. Fauna: arktisch, Tundrencharakter. Vorherrschen des Rentieres und der Lemminge. Flóra: Pinus montana. — Lössbildung III.	Klima: kalt-kontinental	
		Hochglazial	Spätsolutréen	Herman-Felsnische, Büdöspest-Höhle, Puskaporoser-Felsnische (untere Kultur). — In der Fauna Wiedererscheinen der extremen Steppenformen.		
			Hochsolutréen	Szeleta-Höhle (obere Kultur), Szelim-Höhle B[2] Schichte. — Flora: Pinus (montana).		
			Frühsolutréen	Jankovich-Höhle (untere Kultur); Flóra: Pinus montana.		
			Protosolutréen	Lökvölgyer-H., Diósgyőrer-H. (untere K.), Pálffy-H., Kiskevélyer-H., IV, Balla-H. (untere K.), Szelim-H. C, Szeleta-H. (untere K.), Mexikóvölgyer-H. — Flóra: Pinus silvestris, Picea, Larix, Sorbus aucuparia.	Klima: kühl-gemässigt humider	W II-III
			Spätaurignacien	Gör. Tapolczaer-Felsnische, Ipolyság, Magyarbodza. — Flora ? —? Lössbildung II.	?	? W II
			Spätmittelaurignacien Hochaurignacien	Istállóskőer-Höhle. — Flora: Pinus silvestris, Quercus cf. robur seu sessiliflora, Acer cf. pseudoplatanus, Larix, Sorbus cf. aucuparia. Peskő-Höhle. — Fauna: Steppen-Waldcharakter.	Klima: kühl-gemässigt, humider	W I-II.
			Frühaurignacien	? Herman-Höhle.		
		Frühglazial	Spätmousterien	Subalyuk (obere K.), Szelim-H. D. Schichte, Bordu Mare-H., Igric-H., Tata, Kecskésgalyaer-H. Fauna: starker Steppencharakter, extreme Steppenelemente, erstes Erscheinen des Rentieres und der Schneehühner. Flora: Pinus cembra, Pinus montana, Larix decidua, Pinus silvestris, — Lössbildung I.	Klima: kalt-kontinental	W I.
			Hochmousterien	Subalyuk-H. (untere K.), Szelim-H. (untere K.) Fauna: Wald-Steppencharakter, Waldbewohner überwiegen. Flora: Cotinus, Cornus, Carpinus, Larix, Pinus silvestris.	Klima: mild-gemässigt, humid	R — W
			Frühmousterien	Krapina; Fauna: Waldcharakter, noch mit Coelodonta ? mercki var. brachycephala.		
			Oberes Acheuléen	?? Háromkuter-H. Fauna mit vorwiegendem Waldcharakter, häufiges Vorkommen des Höhlenbären.		? Riss und M-R
			Unteres Acheuléen	? Süttő; Fauna: Waldcharakter mit mediterranen Arten und ohne Höhlenbär. Flora: Celtis australis.		
Altpleistozän	Mosbachien		Cheiléen	Brassó, Vár-Berg; Fauna: Elephas trogontherii, Coelodonta Kronstadtensis, Ursus deningeri usw. Flora: Celtis cf. australis.	Klima: warm-feucht, anfangs noch schwach subtropisch	Günz, bzw. Prägünz-Mindel
	Saintprestien		—	Gombaszög, Villány-Nagyharsányberg; Beremend, Csarnóta, Villány-Kalkberg, Püspökfürdő; Aszód, Ercsi, Városhidvég, Schotter mit Elephas meridionalis. Fauna: E. meridionalis, Coelodonta etrusca, Ursus etruscus, Canis mosbachensis, Trogontherium usw. Flora: Celtis cf. australis, C. tournefortii, Prunus sp.		
	Arnien		—	?? Schotter von Rákoskeresztúr, Pestszentlőrinc usw. noch Mastodonten enthaltend.		

(Beside the entries from Hochsolutréen to Frühaurignacien: Vorherrschen der typisch-glazialen Gross-Säuger)

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · DANZIG · BIBLIOTHEK

Az interglaciálisok és interstadiálisok a magyarországi emlősfauna tükrében.

Irta: MOTTL MÁRIA dr.

Az utóbbi időben az interglaciálisok és interstadiálisok őslénytani és földtörténeti szempontból való értelmezése körül úgy külföldön, mint hazánkban bizonyos ellentétek merültek fel. Tanulmányom célja éppen az volt, hogy röviden összefoglaljam, milyen képet is adnak a máig felhalmozódott adatok az ősemlőstan tükrében. Ma még sokan vannak azon a nézeten, hogy a fauna pontosabb sztratigrafizálásra nem alkalmas, ezért tanulmányomban részletesen foglalkoztam ezzel a problémával.

A hazai pleisztocén faunakutatás eredményeinek a glaciológiai kutatások eredményeivel való egyeztetésénél igen nagy fontosságú a plio-pleisztocén határnak élet- és fejlődéstani alapon való megvonása, mert abból jól látjuk, mi is az a kvárter faunaegység, mely tagjai vannak meg hazánkban és melyek azok, amelyek hiányoznak. Ugy a külföldi, mint a hazai faunakutatók és a magam adatait tekintetbevéve a pleisztocén alsó határát legcélszerűbbnek találnám a felső pliocén alatt, vagyis a középső és felső pliocén között megvonni, amire különben már két régebbi munkámban is rámutattam. Az arnien-auvergneientől a posztglaciális időszak végéig terjedő pleisztocén vagy kvárter faunaegységen belül 3 markánsabb fejlődési fokozat tünik fel: *Elephas meridionalis* stb. szint, 2. *Elephas antiquus-trogontherii,* stb. szint és 3. *Elephas primigenius* stb. szint. Az 1. és 2. fejlődési szakaszt mint ópleisztocént, a 3 . fejlődési fokozatot mint újpleisztocént is vehetjük. Utóbbinak hazánkban ma már mind több fokozatát ismerjük.

A hazai praemoustérien, kora- és javamoustérien faunákban még

az erdőlakó fajok vannak túlsúlyban, arktikus fajok még nincsenek benne és enyhe-mérsékelt, a mai középtengerihez közelálló éghajlatra vallanak ennek az időszaknak a lombosfái is: *Celtis australis, Carpinus betulus, Cotinus coccygria, Cornus, Tilia.* Ezzel szemben a későmoustérienben úgy a fauna mint a flóra alapján az éghajlat erős lehűlésére következtethetünk. Mindkettő humidus jellege kontinentálissá változik. A faunában a steppejelleg érvényesül, szélsőséges steppelakókkal és ekkor jelennek meg hazánkban elsőízben az arktikus állatfajok, mint a rénszarvas és a lemmingek. A flórában a lombosfákkal szemben a fenyőfélék (főleg hegyi és cirbolyafenyő) uralkodnak. Ekkor rakódott le W. I. löszünk is (Tata.)

Az Istállóskői-barlangból magam gyüjtötte növénymaradványok meghatározása hazánkban a W I.—II. interstadiálist, az ú. n. Aurignac- vagy Spiezerschwankungot is szépen igazolta. A meghatározott fajok (erdei-, luc-, vörösfenyő, tölgy, juhar, madárberkenye) talaj- és fényigényéből, valamint földrajzi elterjedéséből Sárkány S. hűvösmérsékelt, kontinentális éghajlatra következtetett. Ilyen klímára vall a hazai kora- és javaaurignacien fauna is, melyben általában továbbra is az inkább steppejellegű fajok vannak túlsúlyban, a szélsőséges steppelemek és a rénszarvas azonban ritkák, míg az erdei fajok számaránya kedvezőbb. A hazai aurignacien fauna steppejellegű fajai így csak további bizonyítékai annak, hogy a későmoustérien kontinentális éghajlata enyhébb mértékben ugyan, de az aurignacienben is folytatódott, így a melegkedvelő növény- és állatfajok teljes hiánya is azt mutatja, hogy nem mélyreható éghajlati változásról, hanem csak enyhébb oscillációról lehet szó.

Leletes későaurignacien löszöket (W II.) hazánkból mindeddig nem ismerünk. A Görömböly-Tapolcai sziklaüreg későaurignacien faunája sajnos elégtelen, míg Magyarbodzáról és Ipolyságról a későaurignacien szép kőeszközei csak egymagukban, kísérőfauna és flóra nélkül kerültek felszínre. A hazai későaurignacien faunájára, flórájára és így éghajlatára még csak nem is következtethetünk, azonban a felső Vágvölgy hatalmas későaurignacien löszlerakódásai Moraványnál valószínűvé teszik, hogy ezek a löszök Csonkahazánk területére is lehúzódnak, csak mindezideig nincsenek feltárva. Mindaddig a hazai későaurignacien csak kérdőjelezetten vehető Würm II.-nek, viszont abban az esetben magdalenien löszeink már a W. III.-ba lesznek sorolhatók. Ezzel a kérdéssel függ szorosan össze a hazai protosolutréen fauna és flóra időrendbeli behelyezése is. Ez a fauna egységes erdő-

steppe jellegű állattársaság, amelyben a jellegzetes glaciális nagyemősök uralkodnak, elsősorban a barlangi medve, míg a szélsőséges steppefajok eltünnek. Az északi fajok még mindíg csak szórványosak. A flórában erdei-, luc-, vörösfenyő és madárberkenye uralkodik. A hazai protosolutréent tehát ugyancsak enyhébb klímájú időszakba kell helyeznünk és pedig vagy a javaaurignaciennel együtt a W. I.—II. interstadiálisba, vagy a későaurignacien löszök várható hazai előfordulása reményében a W. II.—III. enyhébb éghajlatú időszakba.

A kora- és javasolutréenben a fauna összetétele nagyjából nem változik, de a rénszarvas már gyakoribb. A késősolutréen faunában már ismét a szélsőséges steppejelleg érvényesül, míg a barlangi medve ritkulni kezd. A fauna alapján kimutatható legerősebb hidegmaximumot a Magdalenien I.-ben találjuk, a rénszarvas és a lemmingek uralmával. A steppefajok is nagyszámúak, úgyhogy a faunából hideg-száraz éghajlatra következtethetünk. Ekkor rakódtak le Magdalenien, vagyis W. III. löszeink is. (Ságvár, Dunaföldvár, stb.) A flóra alapján hasonló fínom szinteket kimutatni nem lehet, mivel a korasolutréentől kezdve a Magdalenien I. második feléig egységesen a törpefenyő uralkodik.

A lemmingek és a rénszarvas, mint hozzánk É-ról, a nagy hideg elől lehúzódott állatfajok uralma hazánkban csak rövid ideig tartott, mivel a Magdalenien II. faunákban számuk már erősen megcsappant. Ismét a szélsőséges steppejelleg nyomul előtérbe a tundrajelleg helyett, majd mind több és több erdőlakó faj megjelenésével megindul a fokozatos átmenet a mai fauna felé.

Mezolitikus barlangi faunánk egyelőre csak egy van, a Perpácsziklaüreg állattársasága, amelyben még egy-két rénszarvas és sarkirókacsont van.

Fentiekkel úgyhiszem elég tárgyilagos adatot szolgáltattam az ellen a téves felfogás ellen, hogy az egykori faunamaradványokra építeni vajmi keveset lehet. A német szövegben közölt faunajegyzékek egymásutánja végeredményben ugyanazt mondja, mint Zólyomi B. pollenvizsgálatai és Bulla B. és Kéz A. morfológiai kutatásai.

A hazai ópleisztocén faunával kétségkívül rosszabbul állunk, mint a fínoman szintezhető újpleisztocén állattársasággal, viszont Bulla B. is beismeri, hogy az „älteres Löss“ kérdése még nyitott probléma nálunk.

A legfiatalabb ópleisztocén fauna: Brassó és az eddigi legidősebb újpleisztocén fauna között nincs meg a teljes átmenet, mivel a brassói

fauna még sokkal inkább az idősebb ópleisztocén állattársaságokkal kapcsolódik. A brassói szintbe sorolható majd a budapesti várbeli, *Elephas trogontherii*-s hasadékkitöltés fauna is. A saintpresti faunaszint egyrészt az *Elephas meridionalis*-os kavicslerakódásokkal, másrészt a baranyai, bihari és gömöri hasadékkitöltés faunákkal jól képviselt. Ezek a faunák nagyrészt erdei jellegűek, de sok bennük már a füvespusztai jellegű rágcsáló is. Jellegzetes auvergnei-arni faunánk mindeddig nincs, de megvan a lehetősége annak, hogy a rákoskeresztúri, péceli, pestszentlőrinci stb. még mastodonos kavicsokat mint új szedimentációs ciklus kezdőtagjait ebbe a faunaszintbe sorolhatjuk.

Nagy általánosságban hazánkban a villafranchientől a moustérien derekáig az emlősfauna alapján egy határozottan humidusabb, a moustérien második felétől a posztglaciális derekáig pedig egy határozottan kontinentális időszak adódik. Az ú. n. „glaciális faunajelleg" csak utóbbiban alakult ki.

A Bacsák Gy. féle pleisztocén magyarázat alapján arra az érdekes végkövetkeztetésre juthatunk, hogy a Milankovitch-féle pleisztocén időszámítás és a magyarországi faunakutatásból adódó eredmények között lényeges eltérések nincsenek. Mert abból, hogy az eljegesedések 370.000 évig csak múló jelenségek voltak, földi kihatásukban tehát még nem állandósultak, — önként következik, hogy az ópleisztocén eljegesedéseknek az akkori állatvilágra való biológiai kihatása sem lehetett olyan nagymérvű, hogy a faunára mindjárt rányomja a glaciális jelleget. Mindebből logikusan adódik, hogy sem a Günzből, de még a Mindelből sem hideg glaciális faunát nem várhatunk. A pleisztocénnek Bacsák magyarázta első 370.000 éve a hazai többé-kevésbbé egyöntetű, a mainál melegebb éghajlatra valló, nagyrészt erdei jellegű ópleisztocén fauna hosszú uralmát mindenképen megokolja, mintahogy következő 200.000 éve az újpleisztocén steppe-tundra fauna kialakulásának felsőbb okait is világosan kimutatja. A magyar paleomammalógusoknak az az immár közel 30 éve hangoztatott állásfoglalása tehát, hogy a Magyar medencében a pleisztocén folyamán „hideg" glaciális faunacsoportoknak „meleg" interglaciális faunákkal való többszöri váltakozása mindeddig nem mutatható ki, — sem egyoldalú, sem komolytalan felfogásnak nem mondható. Az ópleisztocén eljegesedések értelmezésénél az emlősfaunában a „meleg" és „hideg" faunák helyett sokkal inkább a dolgozatom elején ismertetett faunafejlődési fokozatok mutatkoznak biztosabb alapokul.

ANNALES INSTITUTI REGII HUNGARICI GEOLOGICI

A MAGYAR KIRÁLYI FÖLDTANI INTÉZET
ÉVKÖNYVE
XXXV. KÖTET, 4. FÜZET

MAGYAR FÖLDIGÁZOK HÉLIUMTARTALMA

ÍRTÁK
SZELÉNYI TIBOR ÉS CSAJÁGHY GÁBOR

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGJI

A MAGYAR KIRÁLYI FÖLDMÍVELÉSÜGYI MINISZTÉRIUM FENNHATÓSÁGA ALATT ÁLLÓ
M. KIR. FÖLDTANI INTÉZET KIADÁSA

MITTEILUNGEN
AUS DEM JAHRBUCH DER KGL. UNGAR. GEOLOG. ANSTALT
BAND XXXV., HEFT 4.

ZUR GEOCHEMIE DES HELIUMS

VON
TIBOR SZELÉNYI

HERAUSGEGEBEN VON DER DEM KGL. UNG. ACKERBAUMINISTERIUM UNTERSTEHENDEN
KÖNIGLICH UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT

BUDAPEST, 1941.
ATTILA-NYOMDA RT. BUDAPEST, II., SZÁSZ KÁROLY-UTCA 3—5.

Wpisano do inwentarza
ZAKŁADU GEOLOGJI
Dział B Nr. 167
Dnia 20. II 1947

A közlemény tartalmáért és fogalmazásáért a szerző felelős.

*

Für Inhalt und Form der Mitteilung ist der Autor verantwortlich.

10026 Attila-nyomda részvénytársaság Budapest
II. kerület, Szász Károly-utca 3—5. — Telefon: *150—080.
Igazgató: KULCSÁR ANDOR.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGJI

Zur Geochemie des Heliums.

von: *Tibor Szelényi.*

Die Geochemie ist die Verbindung zweier Wissenschaften, die in ihren Methoden und Beobachtungsweisen erheblich voneinander abweichen. Die Synthese dieser beiden Forschungsrichtungen hat den Zweck, die Probleme des Geologen durch den Chemiker beantworten zu lassen. Die experimentellen Ergebnisse der chemischen Forschung können so dem Geologen behilflich sein. Andererseits gelangt auf diese Weise die Chemie zur Kenntnis solcher Prozesse, welche sich vor vielen Jahrhundertmillionen in der Erdrinde abspielten. Diese wären ohne die Beihilfe der geologischen Wissenschaft für die chemische Forschung unerreichbar geblieben.

Die Geochemie des Heliums — und die der Edelgase im Allgemeinen — muss von der Geochemie der anderen Elemente unterschieden werden, indem hier chemische Wirkungen geologisch nur an zweiter Stelle in Betracht kommen. Da das Helium keine chemischen Bindungen eingeht, hat die Chemie bei der Erklärung seiner Vorkommnisse nur den Zusammenhang zwischen ihm und seinen typischen Begleitstoffen zu erforschen. Diese Aussage erhellt z. B. aus der indirekten Rolle der Oxydation bei der Heliumbildung. Der Sauerstoff, ohne irgendwelchen chemischen Zusammenhang mit dem He zu haben, kann auf die Gesteine auflockernd wirken und dadurch zur Befreiung und vielleicht auch Aufspeicherung des Heliums Anlass geben. Bei der geologischen Erforschung des Heliums sind die physikochemischen Prozesse der Adsorption und Lösung von weit grösserer Bedeutung, als rein chemische Veränderungen. In der Geochemie des Heliums, spielt die Radioaktivität eine hervorragende Rolle, deren

tiefgreifende Wirkungen sowohl bei den grössten Heliumlagerstätten Nordamerikas, als auch bei den Gasblasen der Mineralwässer und bei den Einschlüssen der Steinsalzkristalle zu beobachten sind.

Von der Geochemie des Heliums lässt sich feststellen, dass sie noch in ihrem Anfangsstadium steht und noch viele Schwierigkeiten bis zu ihrer völligen Klärung überwinden muss.

I.

Das Helium ist ein sogenanntes *atmophyles* Element, welches im Wasser nur wenig löslich ist und sich in den festen Phasen infolge der Adsorption nur in verschwindend kleinem Masse anhäuft. Ein Liter Wasser löst bei Zimmertemperatur 14 cm^3 Heliumgas auf; die Löslichkeit ist also geringer als die der anderen Edelgase. Der Heliumgehalt der Luft beträgt 5.3×10^{-4} Volumprozent.(24) Während Der Sauerstoff- und Stickstoffgehalt der Luft sich nur in Hundertstelprozenten mit dem geographischen Orte, der Höhe über dem Meeresspiegel und der Wetterlage verändert, weist der Heliumgehalt in der Nähe der Erdoberfläche Schwankungen bis zu 6% auf. In der Stratosphäre beobachtet man eine Zunahme von 8% des oben angegebenen Wertes.(25) Die Erklärung dafür sind einerseits die mit ungleicher Intensität sich abspielenden radioaktiven Zerfallsprozesse, welche fortwährend Helium in die Luft bringen, anderseits die sehr geringe Dichte des Heliumgases.

Nachdem sich unsere Erde gebildet und die gravitationelle Differenzierung der Erdschichten — welche nach Meinung der Astronomen und Radiologen sich vor cca. zweitausend Millionen Jahren vollzog — stattgefunden hatte, gelangte fast alles Helium in die Atmosphäre.

Das Mengenverhältnis der Elemente auf unserem Erdball veränderte sich seit geologischen Zeiten nur bei den radioaktiven Elementen und deren Zerfallsprodukten, zu welchen auch das Heliumgas gehört. Dass die radioaktiven Zerfallsprozesse sich auch in der geologischen Vergangenheit mit der gleichen Geschwindigkeit abgespielt haben wie sie heute bei unseren Laboratoriumsversuchen von statten gehen, wird durch die kleinen kreisrunden pleochroitischen Höfe der Fluorit-, Zirkon-, etc. Kristalle bewiesen. Diese Höfe sind radioaktiven Ursprungs und ein jeder Kreis zeigt die Reichweite der Strahlen eines in der Kreismitte zerfallenden Elementes an. Die Reich-

weite hängt nach dem Geiger-Nuttal'schen Gesetz von der Zerfallsgeschwindigkeit ab. Aus den scharfen Grenzlinien der pleochroitischen Höfe folgern wir, dass der Zerfall auch in geologischen Zeiten mit unveränderter Geschwindigkeit vor sich ging. Nach den Untersuchungen von Joly und Rutherford hat die Bildung der pleochroitischen Höfe in manchen Kristallen mehrere Jahrhundertmillionen in Anspruch genommen.

Wo auf unserer Erde radioaktive Elemente auftreten, dort bildet sich auch Helium, weshalb die Geochemie des Heliums mit den geologischen Problemen der Radioaktivität eng verbunden ist. Radioaktive Elemente kommen nach der Theorie V. M. Goldschmidts in der äussersten Zone der Erdrinde in grösster Menge vor. Die verschiedenen Schmelzen der Silikatkruste können wegen ihres grossen Ionenhalbmessers weder Uran noch Thorium isomorph aufnehmen. Deshalb werden diese — ähnlich vielen anderen seltenen Elementen — im Magmenrest angereichert und kristallisieren hier beim Erstarren der Schmelze zuletzt aus. U und Th sind in Eruptivgesteinen — besonders in saueren — in feiner Verteilung überall zu finden. Das aus den Gesteinen frei werdende He gelangt langsam in die Luft und bezeugt da durch seine Gegenwart die in der Tiefe sich abspielenden Atomzerfallsprozesse. Zur Erforschung des „Heliumatems" der Kontinente und Oceane arbeiteten Prof. *Paneth* und seine Mitarbeiter sehr empfindliche analytische Methoden aus. Mit Hilfe dieser Methoden lässt sich der He-Gehalt von 1 cm^3 Luft mit 1% Genauigkeit bestimmen.

Die Zusammensetzung der Atmosphäre als konstant angenommen, ergibt sich für den gesamten Heliumgehalt derselben 2×10^{13} m^3 d. h. 3.6×10^{12} g. (28)

Diese Zahl ist — nach Meinung einzelner Forscher — mit Hinsicht auf die grossen von der Erdoberfläche in die Atmosphäre strömenden Heliummengen, als zu niedrig zu betrachten. Nach diesen Forschern sei es möglich, dass H_2 und He aus der Stratosphäre in den Weltenraum gelangt, ebenso, wie sich die Astronomen dies beim Mercur und Mond vorstellen, die durch ihre Anziehungskraft nicht im Stande waren den thermischen Bewegungen der Luftmoleküle entgegenzuwirken und so ihre ganze Atmosphäre eingebüsst haben. Nach den gaskinetischen Berechnungen von J. Jeans wären 300 C Grad schon zur Abwanderung der H_2 Moleküle ausreichend, während bei derselben Temperatur der Verlust an Heliumgas noch unmessbar klein wäre. (18)

Der wesentliche Punkt der ganzen Frage ist unserer Meinung nach

der, dass seit der Entstehung der Erde sich mehr Helium aus radioaktiven Zerfallsprozessen auf derselben gebildet haben konnte als gegenwärtig in der Atmosphäre aufzufinden ist. Genaue Daten stehen noch aus, so dass man mit der Beantwortung dieser Frage wenigstens so lange warten muss, bis man die in den reichsten amerikanischen Lagerstätten aufgespeicherten He-Mengen mit genügender Genauigkeit quantitativ angeben kann.

23 der heute bekannten radioaktiven Elemente zerfallen unter Bildung von α-Strahlen, erzeugen also He. Aus 1 g U, welches im Gleichgewichte mit seinen Zerfallsprodukten steht, bildet sich jährlich 11.6×10^{-8} cm^3 He, aus der gleichen Menge des Thoriums: 2.34×10^{-8} und aus der gleichen Radiummenge: 0.165 cm^3. Auf die Frage, warum die radioaktiven Atomarten bei ihrem Zerfall immer Heliumatome und nicht andere, vielleicht einfachere Atomarten abspalten, gaben die Forschungen der letzten Jahre Antwort. Der Kern „A“ wird früher oder später dann zerfallen, wenn zwei Kerne: „B“ und „C“ existieren, aus welchen man „A“ aufbauen kann. Das genaue Gewicht von „B“ + „C“ muss stets etwas grösser sein, als dasjenige von „A“. Der kleine Massenüberschuss zwischen den Ausgangs- und Endprodukten wird beim Zerfall als kinetische Energie frei, d. h. die sich bildenden Kerne fliegen auseinander. Die beiden explodierenden Kerne müssen den „Potenzialwall“ überwinden, der den ursprünglichen Kern zusammengehalten hatte. Die Höhe dieses „Potenzialwalles“ ist im wesentlichen durch die Coulombsche Kraft gegeben welche zwischen den beiden Kernen „B“ und „C“ wirkt, ist also dem Produkt der beiden Kernladungen: $Z_1 \times Z_2$ proportional. Bei der Zerspaltung ändert sich die Summe der Kernladungen nicht, also bleibt $Z_1 + Z_2 = Z$ 2 Const = der Ladung des ursprünglichen Kernes. Der Wert des Produktes $Z_1 \times Z_2$ und mit ihm der Wert des Potenzialwalles ist desto kleiner, je kleiner einer der beiden Faktoren is. Damit für den Zerfall des Kernes eine gewisse Wahrscheinlichkeit bestehe, ist es erforderlich, dass eins von den beiden entstehenden Spaltungsprodukten eine Kernladung von 1, oder 2, oder höchstens 3 Einheiten besitze. Mehr als 3 Einheiten kann diese jedoch keinesfalss betragen. Dieser Umstand erklärt, warum nicht auch mittelgrosse Kerne, sondern immer ein grosser und ein kleiner Kern nebeneinander bei den natürlichen Atomzerfallsprozessen entstehen. (Bei der künstlichen Atomzertrümmerung des Urans weichen die Verhältnisse von den oben beschriebenen ab.)

Aus obigen Überlegungen folgernd ist auch der Umstand zu er-

klären, warum bei diesen Zerfallsprozessen eben der Heliumkern aus der Reihe der kleinen Kerne gebildet wird. Die freie Energie wird nämlich dann am grössten, wenn die Masse des herausgeschleuderten Teilchens an der Einheit des Atomgewichtes gemessen minimal, also die Packungsenergie des Teilchens maximal wird. Das He nimmt von diesem Gesichtspunkt — wie aus folgender Tabelle ersichtlich — eine Sonderstellung ein.

Packungsenergie der leichtesten Kerne gegenüber dem Proton und Neutron.[32]

Kern	Masse	Packungsenergie in tausendstel Masseneinheiten	Packungsenergie pro Masseneinheit (in tausendstel Masseneinheiten)
H^1 (Proton)	1.0082	—	—
n^1 (Neutron)	1.0088	—	—
H^2 (Hydrogenkern mit dem Atomgewicht 2: Deuteron)	2.0145	2.4	1.2
H^3 (H-Kern mit Atomgewicht 3) . . .	3.0167	8.9	3.0
He^3 (He-Kern mit Atomgewicht 3) . .	3.0173	7.8	2.6
He^4 (He-Kern mit Atomgewicht 4) . .	4.0038	30.0	7.5
Li^6 (Li-Kern mit Atomgewicht 6) . .	6.0168	33.9	5.6
Li^7 (Li-Kern mit Atomgewicht 7) . .	7.0176	42.7	6.1

Wie ersichtlich, ist die Packungsenergie des He-Kernes mit dem Atomgewicht 4 am grössten. Das bedeutet, dass bei der Bildung des He-Kernes besonders viel kinetische Energie frei wird. Zwar ist die auf die Masseneinheit bezogene Packungsenergie der Kohle (Atomgewicht 12) noch grösser (8.1), aber bei dem radioaktiven Zerfall kann sich deshalb kein Kohlenstoffatom bilden, weil die Kernladung des C Atomes 6 Einheiten beträgt und der „Potenzialwall" diesem stark geladenen Atomkerne gegenüber das dreifache wie gegenüber dem He-Kerne beträgt. Nach den bisherigen Erfahrungen kann kein Kern einen so hohen „Potenzialwall" überwinden. Das oben Angeführte zusammenfassend: *Die mit kleiner Masse gepaarte grosse Packungs-*

energie macht die He-Atomkerne so widerstandsfähig, dass bei Atomzerfallprozessen eben immer diese in der Form von α-Strahlen gebildet werden.

II.

Es scheint beinahe unmöglich den Ursprung des He-Gehaltes der Erdschichten anders als von radioatkiven Zerfallsprozessen herrührend abzuleiten. Nur die Auffassung des argentinischen Chemikers *H. Damjanovich* steht dieser Erklärung entgegen. Er folgert aus den mit verschiedenen Elementen (Pt, Pe, Pd, U) gebildeten Komplexen des Heliums, dass der He-Gehalt der Mineralien und Erdgase nicht radioaktiven Ursprunges sein kann. ([11].)

Diese Folgerung — die wir nur aus dem Referat kennen — wird vorläufig durch keine anderen Beobachtungen unterstützt. Damjanovich sagt übrigens nichts über andere Bildungsmöglichkeiten der He-Lagerstätten aus. Die Wissenschaft kennt aber ausser der Radioaktivität heutzutage keine andere Entstehungsmöglichkeit für dieselben. Diese allgemeine und von allen Forschern angenommene Auffassung wird auch durch quantitative Berechnungen unterstützt. Diese zeigen den Zusammenhang zwischen der Menge des angesammelten He-Gases und der Radioaktivität der Schichten.

Den radioaktiven Ursprung des Heliums angenommen, fragt es sich, ob die Radioaktivität der *bekannten* Elemente zur Bildung der Lagerstätten ausreicht. Nach *A. Lepape* ist zusätzlich der heute bekannten radioaktiven Einwirkungen noch eine jetzt schon nicht mehr feststellbare Radioaktivität anzunehmen, die nur im Paleozoicum und Mesozoicum vorhanden war und am Ende des Mesozoicums gänzlich verschwand. Die kritische Würdigung der Lepapeschen Hypothese erfolgt bei der Behandlung des He-Gehaltes der Mineralquellen.

Die typischen geologischen Vorkommen des Heliums können — ohne Rücksicht auf die Mengenverhältnisse — folgendermassen gruppiert werden:

1. Gase der Kohlenwasserstofflagerstätten,
2. Kohlengrubengase (schlagende Wetter),
3. Gase der Mineralquellen,
4. Vulkanische Gase,
5. He-Gehalt der Steinsalz- und Beryllkristalle.

Die Entstehung jeder Gruppe bedeutet vom geologischen Stand-

punkte aus ein gesondertes geologisches Problem. Wenn auch bei der Bildung der He-Lagerstätten gewisse allgemeine Theorien gelten, welche bei jeder der obigen Gruppen in Betracht zu ziehen sind, so fallen doch unserer Meinung nach die einzelnen Gruppen einer verschiedenen geologischen Beurteilung anheim.

Der He-Gehalt der Gase der nordamerikanischen Lagerstätten lässt sich z. B. vom geologischen Gesichtspunkte aus nicht mit dem der französischen Mineralquellen vergleichen. (Entgegen den Ansichten von A. Lepape.) Wir müssen bei allen Typen des geologischen Vorkommens als grundlegenden Faktor die Radioaktivität annehmen. Doch das Ausmass der Radioaktivität, sowohl der Dauer der Intensität nach, so wie die Aufspeicherung, Diffusion und das event. Entweichen des gebildeten Heliums auf die Erdoberfläche ist bei den verschiedenen Gruppen sehr verschieden. Das Problem der He-Bildung konnte nur bei den Kohlenwasserstoffen und vulkanischen Gasen einigermassen befriedigend gelöst werden. Bei den anderen Typen des Vorkommens sind nur Vermutungen da, welche aber bisher nicht durch exakte Beweise bekräftigt werden konnten.

1. *Gase der Kohlenwasserstoff-Lagerstätten.*

Die bezeichnendsten Vorkommen dieser Gruppe wurden in Tabelle I. zusammengestellt. Wegen Einzelheiten verweisen wir auf die bezügliche Sammelliteratur. ([29, 41, 12].)

Über die He-Vorkommen Nordamerikas gibt die beigelegte Kartenskizze in grossen Linien Aufschluss. (Auf dieser Skizze sind die Gebiete mit über 1% He-Gehalt gestrichelt, die unter 1% mit einem Punkt und daneben geschriebenen Zahlenwert bezeichnet.)

Das charakteristische der nordamerikanischen Vorkommen ist ihr einzig dastehender Reichtum und ihre Ausgedehntheit. Wie aus Tabelle I. ersichtlich, sind auf unserer Erde mehrere He-Vorkommen bekannt, in welchen der Prozentgehalt dieses Gases 1% übersteigt, doch sind diese ausserhalb Nordamerikas nur vereinzelte Lokalerscheinungen mit geringer Gasschüttung, und aus diesen können wir niemals auf eine regionale geologische Ursache folgern, welche den Ursprung des Heliums sozusagen auf einem ganzen Kontinente erklären würde. Auf die Lagerstätten Nordamerikas ist auch des weiteren bezeichnend, dass die mit dem He verbundenen Vorkommen der Kohlenwassenstoffe alle ein ziemlich hohes geologisches Alter auf-

weisen. Sie stammen aus dem *Carbon.* Dieser Umstand ist nach unseren heutigen Kenntnissen auf der ganzen Erde einzig dastehend und ist von Bedeutung für die Erforschung der He-Entstehung.

Die reichsten drei He-Felder sind: Das Gebiet in *Kansas,* welche auch nach *Oklahoma* hinübergreift, sowie das Feld von *Nordtexas* und das Gebiet von *Texas-Panhandle,* welches auch als das grösste Erdgasvorkommen der Erde bekannt ist.

Die Fläche des Letzteren beträgt viele hundert, vielleicht auch tausend km^2, worüber in der Fachliteratur leider grosse Meinungsverschiedenheiten herschen. Das Feld liegt über einer mehr oder weniger gegliederten Antiklinale W Ö-licher Richtung. Auf dem Grate des aus Granit und metamorphen Gesteinen bestehenden Grundgebirges sind 5 Erhebungen. Diese werden unmittelbar durch Sedimente (Granit-Wash) bedeckt. Weiter folgen Tonschiefer in der Mächtigkeit von cca 40 m. Auf diesen liegt die „Big-Lime" Serie aus Kalksteinen, Dolomiten und Tonschiefern. Die Höhe dieser Serie wechselt zwischen 40—300 m. Über diesen folgen die „Cavey Red Shale" Schichten, sowie andere durch Gipsschichten gestreifte Schichtenfolgen.

Wegen eingehender geologischer Angaben verweisen wir auf die bezügliche geologische Fachliteratur.

Das Gas stammt hauptsächlich aus der „Big Lime" Serie, doch erzengen es auch einzelne sandige Teile der „Cavey Red Shale" Folge. Das meiste He-Gas stammt aus der „Bus-Dome". Diese wurde von der Hauptantiklinale nach Süden abgetrennt und gelangte zugleich auch in eine grössere Teufe.

Das Hauptvorkommen in Nordtexas war das Petrolia-Feld. Dieses war aber schon im Jahre 1929. erschöpft. Die Felder von Kansas-Oklahoma (Midcontinent-Region), sowie die Felder Kanadas betreffend muss auf Angaben der Tabelle I. und auf die Fachliteratur hingewiesen werden.

Ausserhalb Nordamerikas lässt sich zwar ein He-Gehalt im allgemeinen weder im Petroleum noch im Erdgas nachweisen und dennoch, eben auf Grund der amerikanischen Vorkommen, arbeitete man mehrere Hypothesen zur Erklärung des gemeinsamen Vorkommens der Kohlenwasserstoffe und des Heliums aus. *Vernadsky* behauptet, dass He-reiche Schichten immer in Verbindung mit Erdöl auftreten, (aber umgekehrt nicht an jeder Erdöllagerstätte ist He zu finden. ([40])

Von den Hypothesen des gemeinsamen Ursprunges der Kohlenwasserstoffe und des Heliums werden wir die Theorien der Professo-

ren *W. Salomon-Calvi und S. C. Lind* (Heidelberg und Minneapolis) und die von *Horst Bandat* besprechen.

Salomon-Calvi nimmt an, dass das He aus dem Erdöl selbst stammt. Seine Theorie fusst auf der Tatsache, dass Organismen befähigt sind, Radium in sich aufzunehmen. In Erdöl, das aus diesen Organismen gebildet wird, bleibt der Radiumgehalt zurück und erzeugt da während seines radioaktiven Zerfalles He. Nach dieser Deutung wären der Bildungsprozess des Erdöls und des Heliums als die in geologischen Zeiten sich abspielenden parallelen Umwandlungen aus derselben Muttersubstanz zu betrachten. Die Theorie hat mehrere kritische Stellen, auf die wir noch eingehender in Verbindung mit quantitativen Rechnungen und der Kritik anderer Forscher zu sprechen kommen werden.

S. C. Lind([20]) untersuchte die Wirkung der Radioaktivität auf organische Stoffe. Während seiner Untersuchungen kam er auf den Gedanken, dass das Erdöl sich durch Einwirkung von α-Strahlen aus Methan gebildet hatte. Nach seiner Hypothese kondensierte sich das anorganisch gebildete und in den Gesteinen schon gegenwärtige Methan infolge der Radioaktivität der Gesteine zu höheren Homologen. Die Kondensation hervorrufenden α-Partikeln selbst würden dann den He-Gehalt der Kohlenwasserstoffe bilden.

Die Experimente([21]) wiesen zwar unzweifelhaft nach, dass solche Kondensation nicht nur bei gasförmigen, sondern auch bei flüssigen und festen Kohlenwasserstoffen auftritt, doch kann die Theorie Linds von mehreren Gesichtspunkten aus nicht angenommen werden. Als Hauptargument gegen die Theorie ist in erster Reihe der aller Wahrscheinlichkeit nach organische Ursprung des Erdöls anzuführen. Die nach Fundorten wechselnde Zusammensetzung des Petroleums lässt sich mit einem solchen Ursprung einwandfrei erklären. Zweitens müsste laut der Theorie Prof. Linds jedes Erdöl einen He-Gehalt aufweisen, was überhaupt nicht der Fall ist. Drittens kann noch angeführt werden, dass bei Kondensationsprozessen die durch die Wirkung der α-Strahlen zustandenkommen, immer auch Wasserstoff auftritt, welcher aber in Erdölgasen nicht zu finden ist. Zur Beseitigung dieser Schwierigkeiten nahm Lind an, dass der Wasserstoff zwar bei der Kondensation sich primär gebildet hat, doch wurde dieser später durch nicht näher bekannte — vielleicht katalytische — Prozesse wieder an die Kohlenwassererstoffe gebunden.

Infolge der erwähnten Schwierigkeiten können wir die Theorie Prof. Linds nicht annehmen. Sein Verdienst ist, dass er durch seinen

Gedankengang die Aufmerksamkeit in gesteigertem Masse auf die chemischen Wirkungen der Radioaktivität gelenkt hat, aber für die He-Vorkommen konnte er keine annehmbare Erklärung geben. Sicher ist, dass Linds Gedanke auf einem anderen Forschungsgebiete — in einem noch unbearbeiteten Kapitel der Erdölchemie — gute Dienste leisten wird. Die feinverteilten radioaktiven Substanzen verursachten nämlich gewiss Kondensationsprozesse im Erdölgehalt der Schichten.

Nach der Hypothese von *Horst Bandat* (2) bildete sich das He aus Tiefseeablagerungen. Die roten Tiefseesedimente und der Radiolarienschlamm enthalten viel Radium, es ist also hier die Möglichkeit zur Bildung beträchtlicher He-Mengen gegeben. *Joly* fand im Radiolarienschlamme 3.67×10^{-11} Ra/g *Evans Kip* und *Moberg* haben in den viel organische Stoffe enthaltenden tonigen Tiefseesedimenten 0.2—1.3×10^{-12} Ra/g nachgewiesen. Nach dieser Theorie würde das aus den Sedimenten freiwerdende He-Gas durch das Petroleum während seiner Migration ausgewaschen und in letzterem angereichert. Auf diese „sweeping-action" der Petroleumgase weist auch Lind hin. Es stehen zur Zeit keine exakten Beweise zur Bekräftigung der Theorie Horst Bandat's zur Verfügung. Doch muss bemerkt werden, dass zur Hervorbringung des He-Gehaltes der hohe Radium-Gehalt des Gestens *an sich* noch nicht ausreicht, es müssen auch die Grundsubstanzen langer Lebensdauer der radioaktiven Umwandlungsreihe: U und Th zugegen sein. Diesbezüglich sind die amerikanischen Forscher — deren neueste Untersuchungen noch weiter unten besprochen werden — auf die Folgerung gekommen, dass die Tiefsee-Sedimente nur radioaktive Elemente kurzer Lebensdauer enthalten, während aus ihnen U und Th gänzlich fehlt.

Die Theorien Salomon-Calvis, Linds und Horst Bandat's beziehen sich nur auf den He-Gehalt der Kohlenwasserstoff-Lagerstätten und lassen die anderen Typen gänzlich ausser Acht, obwohl diese infolge ihrer prinzipiellen Bedeutung nicht zu vernachlässigen sind. Wenn auch in anderen Typen der Vorkommen die Menge des Heliums viel geringer ist, können Letztere doch als wohldefinierte Typen angesehen werden. Z. B. nehmen obige Theorien keine Kenntnis von den beträchtlichen Mengen des He-Gases, welche im schlagenden Wetter oder in vulkanischen Dämpfen aufzufinden sind. Diese Vorkommen können keineswegs im Zusammenhange mit der Bildung des Erdöls erklärt werden. Bevor wir zur die Besprechung der in der Einleitung erwähnten weiteren Typen des He-Vorkommens schreiten,

versuchen wir eine quantitative Rechnung zur Nachprüfung der Theorie Salomon-Calvis durchzuführen. Diese erweist auf Grund neuerer Angaben dass seine Hypothese unhaltbar ist.

Quantitative Rechnungen zu der Hypothese von Salomon-Calvi.

Wir wollen mit numerischen Daten beweisen, dass die Radioaktivität der erdölerzeugenden Organismen überhaupt nicht zur Bildung der mit den aus ihnen stammenden Erdöllagerstätten verbundenen He-Vorkommen ausreicht. Zu dieser Rechnung sind drei Angaben und drei Hypothesen erforderlich. Die Angaben sind:

1. Gesamt-He-Gehalt einer bestimmten und wohldefinierten He-Lagerstätte,

2. das möglichst genaue Alter in Jahren derselben He-Lagerstätte,

3. die Radioaktivität der erdölbildenden Organismen.

1. Es liegen naturgemäss mehrere quantitative Schätzungen über den He-Gehalt der nordamerikanischen Lagerstätten vor. Da zu solchen geologischen Schätzungen meist nicht genügend Angaben zur Verfügung stehen, ist es einzusehen, dass die Schätzungen der He-Lagerstätten voneinander stark abweichende Resultate liefern, weshalb wir diese Schätzungen als Grundlage unserer Rechnungen nicht benützen können. Das gesamte He der Petrolia-Lagerstätte wurde durch *E. W. Shaw* als 4×10^7 m^3 angegeben.[34] Nach *Seibel* und *Kennedy*[35] kann der He-Gehalt dieser Lagerstätte auf 4×10^{10} m^3 geschätzt werden. Von den russischen Forschern nimmt *W. Chlopin*[8] für seine Rechnungen — die der unsrigen ähnlich sind — den Wert 4.5×10^7 m^3 als Grundlage, doch benützt er für die Ausdehnung der Lagerstätte eine ganz andere Zahl als Shaw. Chlopin nimmt für die Lagerstätte die Ausdehnung von 223 km^2 an, während Shaw nur mit dem Werte von 38.8 km^2 rechnet. Obwohl das Endergebnis, nämlich die gesamte He-Menge der Lagerstätte, dasselbe ist, ist es für die Bewertung der Rechnungen nicht ohne Belang, auf ein wie grosses Gebiet sich diese bezieht. Bei der Schätzung des Gasgehaltes einer Lagerstätte tritt die Angabe der Ausdehnung der gasspeichernden Schichten als einer der Faktoren auf, welcher noch mit der Mächtigkeit der Schichten, der Porosität des Gesteines und dem Drucke multipliziert werden muss.

Wenn also ein Hauptfaktor bei zwei Rechnungen so erheblich

abweicht, kann keines der Resultate als richtig angenommen und als Grundlage weiterer Überlegungen verwertet werden. Die Daten für das Texas-Panhandle Gebiet weichen auch sehr erheblich voneinander ab. *V. Cotner* und *E. Crum*(10) geben für die Ausdehnung der Lagerstätte den Wert 5.260 km^2 an, *R. Wager*(41) nimmt 800 km^2, *Seibel* und *Kennedy*(35) 200 km^2 an. Sehr wahrscheinlich beziehen sich diese Daten nicht auf dieselben Felder, sondern auf solche, deren He-Gehalt prozentuell etwas abweichend ist. Doch die Abgrenzung dieser Gebiete voneinander ist so unbestimmt, dass wir obige Zahlenangaben nicht entsprechend in Rechnung ziehen können.

Um uns von solchen vagen Schätzungen ganz unabhängig zu machen, nahmen wir als Grundlage erstens diejenige ganz bestimmte He-Menge an, die man aus einer Lagerstätte bei der technischen He-Gewinnung erhielt; zweitens die Druckabnahme, die an jener Stelle infolge der Gewinnung der gegebenen Gasmenge erfolgte.

Die Regierung der Usa beschlagnahmte den „Bush Dome“ auf der Anlage Cliffside des Feldes Texas-Panhandle zwecks He-Gewinnung. Das Gas dieses Domes enthält 1.8% He. Man eröffnete auf der Anlage noch vier kleinere und grössere Dome, deren Kohlenwasserstoffgase durch Rohrleitungen in weitabliegende Städte (Chicago, Indianopolis etc.) befördert werden. Nach einer Angabe vom Jahre 1934 erhielt man aus dem Gase des „Buss Dome“ während der damals 5 Jahre lang dauernden Produktion 1.57×10^6 m^3 He. Inzwischen sank der Druck des Gases von 51 Atm. auf 50. Bei der Ausrechnung des Gasgehaltes im Dome lässt sich das Gesetz der idealen Gase ohne Korrektion anwenden:

$$51 \times 1.57 \times 10^6 = 8.11 \times 10^7 \ m^3 \ He.$$

Auf dem Petrolia-Felde und an anderen Fundorten bewerkstelligte Untersuchungen wiesen nach, dass die prozentuelle Zusammensetzung des Gases in derselben Bohrung während der Ausbeute unverändert blieb. Deswegen kann obige Schätzung des Gesamtgehaltes des Bush Dome an He-Gas als zuverlässig betrachtet werden Die ausgerechnete Menge bedeutet selbstverständlich eine untere Grenze, da hier nur die He-Menge in Betracht kam, welche tatsächlich gewonnen in Stahlflaschen abgezapft wurde, während die Gewinnung nicht mit 100%-er Ausbeute geschieht.

Die zweite Angabe unserer Rechnungen erhält man, wenn das Alter der im „Pennsylvanian“ (also im Carbon) gebildeten Lager-

stätten mit dem Alter des Minerals Uraninit identisch angenommen wird, welches im Obercarbon der Umgebung von Glastonbury (Conn., USA) aufzufinden ist. Das Alter dieses Minerals wurde auf Grund radioaktiver Messungen auf 335 Millionen Jahre geschätzt.([39])

Die zu unseren Rechnungen erforderliche *dritte Angabe* wird durch die Radioaktivität jener Organismen geliefert, aus welchen nach unserer Annahme die Kohlenwasserstoffe entstehen konnten. Mit diesbezüglichen Untersuchungen befassten sich die russischen Autoren: *S. Burkser, D. K. Brunowski* und *K. G. Kunasewa,*([5]),([6]) und die Amerikaner: *R. D. Evans, A. F. Kip* und *E. G. Moberg.*([13])

Die Übereinstimmung der unter verschiedenen Bedingungen ausgeführten Untersuchungen kann als gut bezeichnet werden. Man hat festgestellt, dass der Ra-Gehalt der Wasserpflanzen, (z. B. der verschiedenen Lemna-Arten), sowie der von Algen, Planktonen und anderen Organismen sich zwischen den Werten 10^{-14}—5×10^{-14} g/g bewegt. Diese Organismen speichern das Ra des Wassers (dessen Gehalt im allgemeinen nur 10^{-16} g pro cm^3 gefunden wurde) in sich auf. Nach der Theorie von Prof. Salomon-Calvi wird der He-Gehalt der Erdöl-Lagerstätten aus diesem von den Organismen aufgespeicherten Ra gebildet. Die bisher ausgeführten Untersuchungen, die an vielen einfachen tierischen nud Pflanzenorganismen an verschiedenen Fundorten und zu verschiedenen Jahreszeiten bewerkstelligt worden sind, führten alle zum angegebenen Ergebnis. Man fand keine Abweichung in der Grössenordnung der Resultate. (Dieser Umstand verdient vom biologischem Gesichtspunkte Beachtung.)

Die zu unseren Rechnungen noch erforderlichen drei Annahmen sind:

1. Wir nehmen an, dass die erdölbildenden Organismen nicht nur das Ra in sich aufspeichern, sondern auch das mit diesem im Gleichgewicht stehende U und Th, oder wenigstens eines der beiden in sich aufnehmen. Diese Annahme ist deshalb von Wichtigkeit, weil das Ra allein während geologischer Zeiträume zerfällt und man mit konstanter Aktivität nur dann rechnen kann, wenn auch die oben erwähnten langlebigen radioaktiven Elemente gegenwärtig sind. Vom Ra bleibt z. B. nach 16.000 Jahren nur ein Tausendstel und nach 32.000 Jahren nur ein Millionstel der ursprünglich vorhandenen Menge erhalten.

Diese unsere erste Annahme ist zwar nach Meinungen der Professoren *Salomon-Calvi* und *Crejci-Graf*[19] sehr wahrscheinlich, doch

aus den Ergebnisse der neuesten Untersuchungen, sowie auch aus allgemeinen Betrachtungen lässt sich eben das Gegenteil folgern. *Brunovski* und *Kunasewa* stellten fest, dass das Th von den Lemna-Arten nicht angereichert wird. *Evans, Kip* und *Moberg* folgerten aus der Differenz, die sie zwischen der Radioaktivität rezenter und fossiler Tiefseeablagerungen fanden, dass in diese kein U gelangte, und die beobachtete Aktivität nur allein vom Ra herrührt. Der grosse Unterschied der Atomvolumina des Radiums und Urans spricht auch für die abweichenden Sorptionseigenschaften ihrer Ionen. Bei der Anreicherung obiger Stoffe in Organismen können eben nur diese Eigenschaften eine Rolle spielen. Die Sorption ihrerseits ist selbstverständlich von den Prozessen des Atomkernes unabhängig.

Wenn diese unsere erste Annahme nicht bestünde, und die neuesten Forschungen bekräftigen eben diese negative Vermutung, so würde die Theorie von Salomon-Calvi auch ihre Berechtigung verlieren. Damit wir aber gegen diese Theorie auch quantitative Daten anführen können, wollen wir vorläufig unsere erste Annahme aufrecht erhalten.

Die *zweite* Annahme wäre die, dass bei der Bildung und bei den Fossilisationsprozessen der Kohlenwasserstoffe der U- und Th-Gehalt der Organismen vollständig in den Kohlenwasserstoffen bleibt. Wasserverlust, Einengung, sowie die sich entwickelnden Gase würden keinen radioaktiven Materialverlust bedeuten. Über die Ausmasse der Eindichtung gibt ausschliesslich der prozentuale Kohlenwasserstoffgehalt der Organismen einen nur grössenodrnungsmässigen Anhaltspunkt. Da wir leider weit davon entfernt sind, über die Bildung fossiler Kohlenwasserstoffe numerische Angaben zu besitzen, jedoch für die Grösse des Eindichtungsmasses Daten brauchen, nehmen wir mit pessimistischer Schätzung an, dass 0.1% der Substanz der Organismen als fossiler Kohlenwasserstoff zurückblieb. Der übrige Teil derselben ging zwar verloren, aber der gesamte U- und Th-Gehalt verblieb im Kohlenwasserstoff. Wenn der angenommene Eindichtungswert geringer wäre, also von den Organismen mehr zurückbliebe als oben angenommen, so würde diese Tatsache die Beweiskraft der folgenden Rechnungen nur verstärken.

Tatsächlich sind mehrere Algenarten und Planktonorganismen bekannt, welche einen beträchtlichen — mehrere Prozente betragenden — Fettgehalt aufweisen. Wenn man annimmt, dass das Erdöl aus solchen Organismen entstand, dann ist das nötige Mass der Eindichtung viel geringer als oben angegeben.

Dritte Annahme. Aus dem durch die Radioaktivität gebildeten He-Gase geht während der geologischen Zeiten nichts verloren.

Wenn wir die obigen Daten noch einmal zusammenstellen, so folgt:

I. Der Gesamtheliumgehalt des „Bush Dome“ der Anlage „Cliffside“ (Texas-Panhandle) beträgt minimal 8.11×10^{13} cm^3 He.

II. Das Alter dieser Lagerstätte ist 3.35×10^8 Jahre.

III. Der Maximalgehalt der kohlenwasserstoffbildenden Organismen beträgt 5×10^{-14} gr. Ra pro Gramm Organismen-Gewicht.

Da aus der U-Menge, welche der Aktivität von 1 gr. Ra entspricht, sich während 335 Millionen Jahre 1.17×10^8 cm^3 He bildet, ist zur Bildung des He-Gehaltes des „Bush Dome“ während derselben Zeit $8.11 \times 1.17^{-1} \times 10.13 \times 10^{-8} = 6.92 = 10^5$ gr Ra erforderlich. Diese Ra-Menge ist in $6.92 \times 5^{-1} \times 10^5 \times 10^{14} = 1.38 \times 10^{19}$ gr lebender Substanz erhalten. Nach unserer zweiten Annahme bildet sich aus dieser lebenden Substanz 0.1% Kohlenwasserstoff, also

rund 10^{16} g

Diese Menge ist aber nach den Schätzungen dem gesamten, auf der Erde höffigen Erdölvorrate gleich.(17) Es ist also als völlig unwahrscheinlich anzunehmen, dass an einer einzigen Lagerstätte, die naturgemäss nur einen kleinen Bruchteil des Kohlenwasserstoffschatzes repräsentieren kann, eine so gewaltige Kohlenwassenstoffmenge sich bilden konnte. Aus diesem unmöglichen Ergebnis muss — wenn auch nicht mit der bei physikalischen und chemischen Berechnungen üblichen Genauigkeit — gefolgert werden, dass die Theorie von Salomon-Calvi im Allgemeinen nicht aufrecht zu erhalten ist.

Crejci-Graf kam an Hand seiner Gedankengänge über die Bildung der Erdöllagerstätten zu Folgerungen, die sich nicht mit der Theorie Salomon-Calvis vereinbaren lassen.(19) Nach ihm muss der Ursprung des He-Gehaltes der Erdöllagerstätten — in Übereinstimmung mit russischen und amerikanischen Forschern — im Nebengestein gesucht werden, denn dessen Ra-Gehalt ist erheblicher als derjenige der erdölbildenden Organismen, und so wäre die Theorie von Salamon-Calvi nicht genügend begründet. Crejci-Graf zieht die Verdichtung — die bei der Erdölbildung zwangsläufig erfolgen muss — nicht in Betracht, wie wir es getan haben. Vielleicht verfährt dieser Autor deshalb so, weil er neben einzelnen, auf lebende Organismen bezogenen Werten der Radioaktivität auch solche Daten anführt, welche auf die Asche der Organismen bezogen sind und er auf diese Weise auch die Ver-

grösserung der Dichte des Radiums bei der Bildung des Erdöls ausser Acht lassen kann, da er diese Vergrösserung mit der Anreicherung beim Verbrennen des organischen Materials identifiziert.

Prof. Crejci-Grafs Argumente gegen Salomon-Calvi sind nicht überzeugend genug. Sie sind an sich auch nicht ganz richtig, denn es ist nicht bewiesen, dass man neben der Radioaktivität der Gesteine, die in den Organismen auftretende Aktivität ganz vernachlässigen kann. Die Organismen müssen auch eine gewisse, näher nicht bekannte, Menge des Heliums erzeugen. Unsere obige Rechnung bezog sich eben auf die Frage, ob das von den Organismen herrührende He zur Bildung der He-Mengen der erwähnten Lagerstätten ausreichen würde.

Auch in dem Falle, wenn unsere Rechnung die Möglichkeit der Ableitung des He-Gehaltes der Lagerstätten aus dem Ra-Gehalte der erdölbildenden Organismen gezeigt hätte, würde noch nicht unbedingt folgen, dass dieser He-Gehalt auch wirklich organischen Ursprunges sei, denn wir nahmen für die Ansammlung, Aufspeicherung und die anderen Bedingungen immer optimale geologische Verhältnisse an. Dies wäre aber noch nachzuweisen. Nach dem negativen Ergebnis unserer obigen Rechnung ist in dieser Richtung eine weitere Forschung überflüssig.

Nach der Widerlegung der Theorie des organischen Ursprunges der grossen amerikanischen Heliummengen untersuchen wir die Möglichkeit die sich aus der Radioaktivität der Gesteine als He-Quelle ergibt. Darüber gaben die Experimente der russischen Forscher wichtigen Aufschluss.

Chlopins Theorie.

Chlopin und seine Mitarbeiter untersuchten mittels verschiedener Versuchsanordnungen die Diffusion des Heliums. Sie wolten erkunden, wie He aus radioktive Mineralien enthaltenden Gesteinen frei wird, falls die Gesteine von einer H_2 oder CH_4 Atmosphäre umgeben sind. (9)

Man hat festgestellt, dass die He-Abgabe sowohl durch umgebenden Wasserstoff, als durch Methan und dessen höhere Homologe erheblich gefördert wird. Die Experimente wurden mit zwei Mineralien: Uraninit und Chlopinit ausgeführt. Der Heliumgehalt des Uraninits beträgt 4.67 cm^3 pro g, der des Chlopinits 1.02 cm^3 pro g. Man setzte diese Mineralien in gepulvertem Zustande (Korngrösse 0.2—0.3 mm) bei verschiedenen Temperaturen der Einwirkung von H_2, O_2 so wie CH_4

aus, und die Heliumabgabe wurde an stündlich genommenen Proben gemessen.

Man machte auch eine Versuchsreihe, bei der die Mineralien in Methangas, welches zuerst mit α-Teilchen bestrahlt wurde, der Ra-Emanation ausgesetzt wurden. Ein solches Methangas enthält auch Wasserstoff in statu nascendi, ähnlich den Kohlenwasserstoffen, welche der radioaktiven Einwirkung der Gesteine ausgesetzt waren.

Durch diese Experimente konnte zweifellos festgestellt werden, dass die Mineralien ihren He-Gehalt in den erwähnten Gasen leichter abgeben, als im Vacuum. Aus quantitativen Messungen erhellt, dass die Ausscheidung des Heliums kein einfacher Diffusionsprozess ist, da der Logarithmus der ausgeschiedenen Gasmengen den betreffenden Reaktionszeiten nicht proportional ist. Nach der Meinung der russischen Forscher ist das He in den erwähnten Mineralien in zweierlei — näher nicht bekannten — Weisen gebunden. Der Einfluss des Methans kommt nur bei höheren Temperaturen zur Geltung. Das mit α-Strahlen bestrahlte Methangas wies eine viel energischere Wirkung, als das gewöhnliche Methangas auf und übertraf über 600 C Grad auch den Wasserstoff an He-Austauschwirkung.

Sauerstoff, welcher auch chemisch auf das Material der Mineralien einwirkt, befördert die Heliumabgabe ebenfalls. Nach den hier beschriebenen Experimentalergebnissen können wir die annehmbarste Erklärung für die Entstehung des He-Gehaltes der nordamerikanischen Erdöllagerstätten geben. Der Zusammenhang zwischen den Gasen der Erdöllagerstätten und dem He würde dadurch erklärt werden, dass die radioaktiven Mineralien der Gesteine ihren He-Gehalt leicht in einer Kohlenwasserstoff-Atmosphäre — welche auch Spuren von Wasserstoff enthält — abgeben. In den Erdgasen kann — trotz den bisherigen negativen Analysenergebnissen — eine gewisse minimale Wasserstoffmenge immer angenommen werden. Diese muss infolge der Einwirkung der α-Strahlen in Spuren gebildet werden. Hauptsächlich ein solches wasserstoffhaltiges Methangas würde die Ausspülung des Heliums verrichten. Nach den quantitativen Berechnungen Chlopins würde eine 1340 m mächtige Schicht zur Bildung des He-Gehaltes des Petrolia-Feldes ausreichen, d. h. die aus diesem Schichtkomplex ausgespülte He-Menge entspricht dem He-Gehalte des Petrolia-Feldes. Auf ähnliche Resultate kam auch *Rogers.* (33) Nach ihm würde eine Schichtdicke von 1500 m dem He-Gehalte des Petrolia-Feldes entsprechen. Diese beiden gleichen Resultate sind deshalb bemerkenswert, weil die Ausgangswerte Chlopins und Rogers ganz ab-

weichende waren. Für die Flächenausdehnung der erwähnten Lagerstätte nimmt Chlopin einen Wert von 223 km² an, während Rogers nur mit einem Werte von 26 km² rechnet; in anderen, zur Rechnung erforderlichen Angaben (He-Menge, Alter der Lagerstätte) stimmen die beiden Forscher im Grossen und Ganzen überein. Chlopin gibt leider die Quelle der seinen Rechnungen zu Grunde gelegten Angaben nicht an.

Bezüglich der Diffusion des Heliums durch verschiedene Substanzen stellen nicht nur die russischen Forscher, sondern auch *Urry*(36) und *Lord Rayleigh*(30) Untersuchungen an. Letzterer fand, dass Quarzglas und Bortrioxyd für He-Gas bei Zimmertemperatur durchlässig sind, dagegen wird dieses Gas durch gewöhnliches Glas, Metalle und verschiedene Kristalle (Quarz, Glimmer, Calcit, Steinsalz, Beryll, Selenit und Fluorit) nicht durchgelassen. Diese Eigenschaft ist besonders beim Beryll auffallend, da hier die Strukturuntersuchungen enge Kanäle mit einem Durchmesser von 2.6 Angström parallel der Hauptachse festgestellt haben, von welchen man eine gewisse Durchlässigkeit vermuten könnte.

Lepape beruft sich eben auf diese Untersuchungen, nach denen das Herausdiffundieren des He-Gases aus Kristallen unmöglich sei, weshalb man seiner Auffassung nach eine ganz neue Theorie aufstllen muss. Im ersten Augenblick scheint es, dass die Ergebnisse Chlopins und Rayleighs einander entgegengesetzt sind, doch muss man bedenken, dass die Gitter der radioaktiven Kristalle eben infolge der Aktivität niemals unversehrt sind, und dass bei Sedimentgesteinen diese zertrümmerten Mineralien frei und gesondert liegen. Die Tatsasche des Entweichens des He-Gases ist also mit den Feststellungen Rayleighs, welche sich nur auf unversehrte Kristallindividuen beziehen, in keinem Gegensatze.

Das über den He-Gehalt der Erdöllagerstätten gesagte zusammenfassend, muss festgestellt werden, dass, obwohl dessen Entstehungsbedingungen noch nicht gänzlich geklärt sind, die Hypothese Clopins die annehmbarste zu sein scheint, wonach das He als Produkt der normalen Radioaktivität der Carbongesteine anzusehen ist. Dieser He-Gehalt wurde dann unter günstigen Bedingungen durch die Gase der Kohlenwasserstofflagerstätten ausgespült und aufgespeichert. Diese Theorie ist die einzige, welche ekine speziellen, ausserhalb den Bereich der Beobachtung fallenden Annahmen benützt.

2. Die heliumhaltigen Gase der Kohlenlagerstätten.

Die diesbezüglichen bezeichnendsten analytischen Angaben sind in der II. Tabelle zusammengestellt. Betreffs eingehender Daten verweisen wir auf die unten angegebene Literatur. Der He-Gehalt der aus den Kohlengruben frei werdenden Gase (der schlagenden Wetter) kann kaum mit der Radioaktivität des Nebengesteines erklärt werden. Troztdem die Hauptkomponente dieser Gase aus Methan besteht — und so die Ausspülungstheorie Chlopins anwendbar wäre — kommen Kohlenlager in mehr oder weniger dicken Lagen vor, und sie berühren sich mit den Gesteinen der Umgebung nicht, aus denen sie He herausspülen könnten. Wir glauben daher den Ursprung des Heliums in der Kohle selbst suchen zu müssen. Da tritt aber die Schwierigkeit auf, dass nach den in Gruben gewonnenen Erfahrungen (z. B. Anzin, s. Tab. II.) das schlagende Wetter zehntausendmal soviel He enthält, als sich in der Kohle seit dem Carbon anphäufen konnte, wenn man die Radioaktivität in Betracht zieht, die heute an Kohlen zu beobachten ist. (Die Aktivität der Kohle von Anzin entspricht 10^{-13} g Ra pro Gramm. ([23])) Aus der Steinkohle wird nach Le Chatelier, der sich auf die Experimente von Chesneau beruft, 39 m^3 Gas pro Tonne frei. ([22]) Der He-Gehalt dieses Gases beträgt 0.119%; es stammt also aus einer Tonne Steinkohle 4.64×10^4 cm^3 He. Aus 1 g Ra wird in einem Jahre 163 mm^3 He frei, also wurde in 300 Millionen Jahren, die seit dem Carbon verstrichen sind, aus 1 g stetig gegenwärtigem Ra 4.89×10^7 cm^3 He frei. Diese Menge würde der Aktivität von 10^{-9} g Ra/g, also, wie erwähnt, dem zehntausendfachen des gefundenen Wertes entsprechen.

Unter den französischen Forschern befasste sich hauptsächlich A. Lepape mt den Entstehungsproblemen des Heliums. Er ist bestrebt, den He-Gehalt der französischen Kohlengruben und der Mineralquellen der Côte d'Or derart zu erklären, dass er in vergangenen geologischen Perioden die Aktivität einer heute schon ausgestorbenen radioaktiven Familie annimt. Ein Glied dieser ausgestorbenen Familie wäre das Element Ekacaesium mit der Ordnungszahl 87, welches man zwar nicht mit völliger Sicherheit nachweisen konnte, doch Lepape folgert mit einer interessanten Argumentation auf seine Existenz. Mit der Ekacaesium Hypothese wäre das Problem der He-Bildung in allen geologischen Vorkommen sehr bequem lösbar.

Den He-Gehalt der Steinkohlenlagerstätten können wir heute noch nicht befriedigend erklären. Die Ekacaesium-Hypothese ist, auf

Grund der bei der Gruppe der Mineralquellen eingehender zu entwickelnden Gedangengänge, nicht annehmbar.

Nach unserer Meinung ist das Problem des He-Gehaltes der Kohlenlagerstätten trotz der im Jahre 1914 erschienen gründlichen Arbeit *Ch. Moureu's* und *A. Lepape's,* was die Angaben betrifft, nicht völlig geklärt. Genannte Forscher stellten zwar den He-Gehalt des schlagenden Wetters fest und sie bestimmten wieviel Grubengas aus einer Tonne Steinkohle frei werden kann; auch die Radioaktivität der Kohle ist bekannt, doch unseres Wissens fehler dafür noch Angaben, ob der He-Gehalt der Grubengase während ihrer ganzen Bildungsperiode konstant bleibt. Nach der Ausspülungstheorie der russischen Forscher wäre zu erwarten, dass das He- mit den ersten Anteilen der sich bildenden Gase die Kohle verlässt, denn diese Gase würden das schon lange in der Kohle aufgespeicherte He mit sich fortführen.

Wenn dem so wäre, so enthielte die Kohle weniger He als dies aus dem He-Gehalte der aus den Gruben herausströmenden Gase gefolgert wird, und zur Bildung des geringeren He-Gehaltes wäre auch eine geringere Aktivität erforderlich. Also würden die Werte der in der Kohle erforderlichen und der tatsächlich gefundenen Radioaktivität besser übereinstimmen. Es scheint, dass die experimentelle Entscheidung der hier aufgeworfenen Frage ausführbar ist und vielleicht lässt sie sich auch auf diesem Wege lösen.

Das hier angedeutete Problem ist aber nicht das einzige, das im Zusammenhang mit den Gasen der Kohlenlagerstätten noch der Lösung harrt, denn es taucht auch die andere Frage auf, ob die langlebigen Elemente U und Th auch in der Steinkohle zu finden sind. Die Beantwortung dieser Frage ist aus denselben Gründen, wie bei den Vorkommen in den Kohlenwasserstofflagerstätten von Bedeutung.

3. *Heliumhaltige Gase der Mineralquellen.*

Die wichtigsten Gase dieser Gruppe sind in der Tabelle Nr. III. zusammengestellt. Wie ersichtlich, ist die Lage der französischen Quellen einzig dastehend. Nirgends kommen anderswo auf der Erde prozentuell so reiche He-Exhalationen vor, als bei den Mineralwässern der Côte d'Or, südlich von Dijon. Die Quellen nehmen aus triasischen Tonen und Mergeln ihren Ursprung. Der gesamte Gasertrag

dieser Brunnen ist sehr gering, so dass von ihrer praktischen Verwertung keine Rede sein kann. Die Vorkommen sind vom wissenschaftlichen Standpunkt interessant und wurden deshalb sorgfältig chemisch untersucht.

Mit der Frage des Ursprunges des He-Gehaltes der Mineralquellen befassten sich mehrer Forscher im Rahmen gründlicher Untersuchungen. Ch. Moureux fand im Jahre 1895 die erste He-reiche Quelle. Seit dieser Zeit untersuchte er mit seinen Mitarbeitern — vor Allem mit A. Lepape — der Reihe nach beinahe alle Thermalquellen. In Verbindung mit der Erforschung der Entstehung des He-Gases erwarb sich auch Lepape grosse Verdienste. In seiner interessanten Theorie strebt er eine möglichst universelle Erklärung für die Bildung des He-Gases an.

Sein Gedankengang ist folgender:

Erstens sucht er nachzuweisen, dass zur Hervorbringung der grossen He-Mengen der nordamerikanischen Erdöllagerstätten die Radioaktivität der heute bekannten Elemente nicht ausreichend sei. Lepape kannte die späteren Versuche der russischen Forscher noch nicht und bei seinen Feststellungen konnte er sich nur auf die Arbeiten von Roger, Lind und Wells stützen. Er beruft sich des Weiteren mit Recht auf den He-Gehalt des Grubengases, welcher nach bisherigen Beobachtungen tatsächlich nicht zu erklären ist. Er erwähnt die Untersuchungen von Piutti, Boggio-Lera, Urry und Rayleigh, nach welchen Forschern die Möglichkeit des Entweichens des He-Gehaltes aus den Gesteinen ausgeschlossen ist. Der Gehalt der Gase der französischen Mineralquellen an Ra-Em ist viel zu gering, um es mit dem in diesen reichlich vorhandenen He in Zusammenhang bringen zu können.

Auf Grund dieser Beobachtungen ist zur Deutung der He-Lagerstätten nach Lepape unumgänglich *notwendig,* mit einem solchen radioaktiven Faktor in der geologischen Vergangenheit zu rechnen, dessen Wirkung seitdem aufhörte und der heute unmittelbar nicht mehr bekannt ist.

Zweitens, wenn man bei den Vorkommen verschiedenen geologischen Alters die sich dort gebildete He-Menge mit ihrer Entstehungszeit in Verhältnis bringt, so ist zwischen den so gewonnenen Verhältniszahlen bei den tertiären und paleozoischen Vorkommen ein beträchtlicher Unterschied zu bemerken: Die Verhältniszahl der paleozoischen Vorkommen ist viel grösser. Der Gedanke ist naheliegend, dass die vorher angenommene radioaktive Wirkung *im Mesozoicum* aufhören musste.

Drittens lässt sich zwischen dem Lithium und He-Gehalt der französischen triasichen Mineralquellen ein Zusammenhang nachweisen. Aus diesem folgert *Lepape,* dass der Rubidium- und Caesium-Gehalt der Quellen ähnlicherweise mit dem He-Gehalte zusammenhängt. (Es sind auch Analysen bekannt, die obige Hypothese bekräftigen.) Den Gedankengang weiter verfolgend wäre nach obigem Forscher im Ekacaesium jenes radioaktive Element zu finden, welches mit seiner besonders grossen Aktivität die He-Lagerstätten hervorbrachte und auf dessen Gegenwart man aus seinen, dem Rb und Cs ähnlichen, chemischen Eigenschaften folgern kann.

Viertens können die kurzlebigen radioaktiven Elemente wie z. B. Ra oder Ra-Em nicht mit He-Lagerstätten in Verbindung gebracht werden, denn die jüngeren Quellen enthalten sehr viel Ra und nur minimale Mengen des He-Gases. Nach Lepape stammen die an He reichsten Gase aus alten lagunären Ablagerungen, doch schon in den Salzwässern der tertiären Erdölvorkommen des Kaukasus tritt He kaum auf, obwohl ihr Ra-Gehalt pro Liter bis zu einem Werte von 1.8×10^{-8} g bertägt.

Mit anderen Worten bedeutet die Hypothese von Lepape, dass man aus der chemischen Zusammensetzung der französischen Mineralwässer mittels Extrapolation zum Alkalielemente mit der Ordnungszahl 87 gelangt. Dieses Element hat man bisher zwar nicht gefunden, doch infolge seines im periodischen System eingenommenen Platzes muss es radioaktiv sein. Mit diesem lässt sich — eben infolge seiner Unbekanntheit — vieles erklären.

Die Ekacaesium-Hypothese ist — trotz der Argumentation von Lepape — nach dem heutigen Stand der Forschung nicht genügend begründet. Eine solche Ursache anzunehmen, die wir eben nur zur Erklärung der Entstehung der He-Lagerstätten brauchen und die sich sonst bei keinem anderen geologischen Problem als notwendig erwiesen hat, ist unserer Meinung nach voreilig. Die bisherigen geochemischen Erfahrungen zeigen, dass Erscheinungen, deren Erklärung durch die Annahme eines unbekannten Faktors wohl sehr bequem wäre, — meistens ihre Erklärung in jenen langen Jahrmillionen finden, welche seit den geologischen Epochen verflossen, und die mit menschlichem Masstabe eben unmöglich zu fassen sind.

Untersuchen wir weiter den Stand der heutigen Forschung betreffs des Ekacaesiums. Da die Physiker das Innere der Atome studierend feststellten, dass unter irdischen Verhältnissen ein natürlicher Aufbau der Elemente nicht möglich sei, müssen wir annehmen,

dass das Ekacaesium in der Sonne, oder in einer noch weiter zurückliegenden Entwicklungsperiode entstanden ist. Um uns von ganz phantastischen Hypothesen fernzuhalten, nehmen wir an, dass der Ekacaesiumgehalt unseres Erdballs spätestens in der Sonne entstand woher die Erde ihn schon fertig erhielt. Das bedeutet im Sinne der Lepapeschen Hypothese, dass das Ekacaesium etwa 1900 Millionen Jahre auf der Erde existierte, um während den letzten 100 Millionen Jahren zu verschwinden. Dies ist zwar möglich, doch nicht sehr wahrscheinlich.

Die Versuche, das Ekacaesium nachzuweisen, verzweigen in zwei Richtungen. Die eine will selbstverständlich das Element — wenn auch in noch so kleinen Mengen — analytisch in den Gesteinen oder Mineralien nachweisen. Versuche, die das Element mit den üblichen Methoden in der Gesellschaft solcher Elemente suchen, unter welchen sein Vorkommen chemisch wahrscheinlich ist, sind ziemlich zahlreich. *Fred Allison* und seine Mitarbeiter(1) haben schon mitgeteilt, dass sie das Element mittels eines speziellen magneto-optischen Verfahrens im caesiumhaltigen Mineral Pollux auffanden. Das neue Element wurde Virginium genannt. Leider ist die Zuverlässigkeit des obigen Verfahrens noch fraglich. *Paul Remy Gemeté*(31) hält in seiner kritischen Besprechung weitere experimentelle Nachweise für notwendig, um die Sxistenz des Elementes als bewiesen zu betrachten. Unseres Wissens gibt es solche positive Ergebnisse noch nicht. Wir verweisen auch auf die von Hakins aufgestellte Regel, wonach Elemente mit ungerader Ordnungszahl sich in viel kleinerer Menge auf der Erde vorfinden, als die mit gerader Ordnungszahl. Nach dieser Regel ist es sozusagen selbstverständlich, dass der Nachweis des Ekacaesiums mit $Z = 87$ ausserordentlich schwer, wenn überhaupt möglich ist.

Die andere Forschungsrichtung nach dem Elemente 87 ist bestrebt das Ekacaesium in die schon bekannten radioaktiven Familien als kurzlebiges Glied einzureihen. Es ist nämlich anzunehmen, dass bei den bisherigen Experimenten eventuell die Beobachtung eines besonders rasch zerfallenden Elementes ausgeblieben ist. Nach Experimenten von Edna *R. Bishop*(3) und *G. Gueben*(15) wäre das Ekacaesium wirklich in die Thorium-Familie einzureihen. Diese Entdeckung bekräftigt aber nicht die Hypothese von Lepape. Wenn nämlich das Ekacaesium als kurzlebiges Glied der Thorium-Familie auftritt, dann bedeutet das vom Standpunkt der He-Erzeugung nichts Neues, denn dieses He wurde schon damals in Betracht gezogen, als die aus

dem Zerfall der Thorium-Familie entstehende Gesamtheliummenge *experimentell* bestimmt wurde, und daher gelangen wir so zu keiner neuen He-Quelle.

Wir haben oben alle Schwierigkeiten der Lepapeschen Hypothese erwähnt, ohne das Problem des He-Gehaltes der Quellen durch eine bessere Hypothese der Lösung näherbringen zu können. Wir glauben, dass in Amerika zur Erklärung der dort seit dem Carbon aufgespeicherten He-Menge eine regional verbreitete geologische Ursache anzunehmen sei, während man in Frankreich mit einem auf ein kleineres Gebiet lokalisierten, doch in der Wirkung nicht schwächeren Faktor rechnen muss.

4. *Heliumgehalt der vulkanischen Dämpfe und Gase.*

Über die Vorkommen dieser Gruppe verweisen wir auf die Angaben der Tabelle IV., so wie auf andere Sammelwerke, (z. B. auf Abegg's Handbuch). Obwohl der Prozentsatz der vulkanischen Gase an He gering ist, ist die an einzelnen Orten herausströmende Menge dennoch bedeutend genug, um aus ihr, ähnlich wie bei den Gasen der Kohlenlagerstätten, nach Abscheidung des Wassers und der Kohlensäure, die technische Gewinnung des Heliums in Aussicht zu nehmen.

Die Frage der Entstehung bedeutet bei den vulkanischen Gasen kein neues Problem, da diese einerseits H_2, CH_4 und H_2S enthalten, welche nach den Experimenten Chlopins eine ausspülende Wirkung haben; andererseit wird das Gestein durch diese heissen Dämpfe aufgeschlossen und so zur Befreiung des Heliums Anlass gegeben.

5. *Heliumgehalt der Steinsalz- und Beryllkristalle.*

Ein sehr interessantes Problem der Geochemie des Heliums wird durch die Erforschung des Heliumgehaltes der Steinsalz- und Beryllkristalle dargeboten. Die Frage wurde zuerst aufgeworfen, als Strutt — der spätere Lord Rayleigh — den Heliumgehalt der verschiedenen Mineralien der Reihe nach untersuchte. Am meisten He fand er naturgemäss in den radioaktiven Mineralien. In diesen ist der He-Gehalt dem Grade ihrer Aktivität direkt proportional. Um eine Grundlage zum Vergleich zu erhalten hat Strutt den Begriff der *Heliumzahl* eingeführt. Diese bedeutet den in cm^3 genommenen He-Gehalt des Mine-

rals diviert durch dessen U_3O_8 Gehalt in Grammen. Die Heliumzahlen der radioaktiven Mineralien zeigen von denen der übrigen keine grosse Abweichung. Man kann sie alle in eine Reihe einordnen, in der die Heliumzahlen im Grossen und Ganzen mit dem geologischen Alter des Minerals wachsen. Diese Tatsache ist eigentlich die Grundlage der radioaktiven Altersbestimmungen. Die grösste, durch Strutt und Lawson beobachtete Heliumzahl in archäischen Kristallen betrug 56.6; bei jüngeren Bildungen nimmt dieser Wert bis unter 0.01 allmählich ab. Die Unbestimmtheit der Heliumzahlen und im Zusammenhang mit diesen die der Altersbestimmung lässt sicht leicht einsehen, wenn man die Möglichkeiten bedenkt, die zur Abnahme des Heliumgehaltes während der geologischen Perioden beitragen konnten.

Diese Unsicherheiten in Betracht ziehend lässt sich die Erklärung der auffallend hohen Heliumzahlen zweier Mineralien wohl kaum aus ihrem geologischen Alter ableiten. Nach Bestimmungen *Strutts*([36]) und *Paneth's*([26]) steigt die Heliumzahl bei einzeinen Sylvinkristallen auf 256, in einzelnen Beryllen sogar auf 9140!

Der Grund dieser Anomalien kann dreierlei sein:

1. Aus den Kristallen verschwand die radioaktive Substanz, die in ihnen ursprünglich enthalten war.

2. Die Kristalle nahmen auf irgendeine Weise aus ihrer Umgebung He auf.

3. Der He-Gehalt der Kristalle bildete sich infolge der Einwirkung äusserer Strahlungen.

Da nach diesen Gesichtspunkten der He-Gehalt des Steinsalzes und Berylls verschieden gedeutet wird, ist es zweckmässig beide Mineralien gesondert zu behandeln.

a) Der Heliumgehalt der Steinsalzkristalle.

Tabelle Nr. V. diene zur Orientierung über die diesbezüglichen Daten.

Auf Grund der Untersuchungen von *O. Hahn*([16]) und *A. J. Born*([4]) kann der He-Gehalt der Steinsalzkristalle folgendermassen gedeutet werden: Halit- und Sylvinkristalle sind befähigt in ihre Gitter Bleiatome aufzunehmen. Das ist die sog. anomale Mischkristallbildung. Es gibt mehrer radioaktive Bleiisotope, von welchen das RaD die längste Lebensdauer hat. Seine Formel kann auch $_{82}Pb^{210}$ geschrieben werden. Seine Halbwertszeit beträgt 22 Jahre. RaD verwandelt sich bei Aussendung von β-Strahlen in RaE, dieses ebenso in Polonium, das Polonium erzeugt He, da es ein α-Strahler ist. So kann RaD als

mittelbare He-Quelle angesehen werden. Während der Bildung der Steinsalzkristalle steht genug Zeit zur Verfügung, so dass die RaD Atome in ihr Gitter eingebaut werden können. So besteht die Möglichkeit, dass sich in den Kristallen Helium und inaktives Blei bilde. Als eine besondere Stütze der Theorie dient die Tatsache, dass auch der Bleigehalt der Steinsalzlagerstätten nachgewiesen werden konnte. ([16]) Die Vorstellungen Hahns und Borns gehören nach Obigem in jene Gruppe der Theorien, welche die beobachteten grossen Heliumgehalte so deuten, dass diese in den Kristallen von einer erloschenen radioaktiven Tätigkeit übriggeblieben sind.

b) Der Heliumgehalt der Beryllkristalle.

Wir berufen uns auf Tabelle Nr. VI. Mit der Frage des Heliumgehaltes der Beryllkristalle befassten sich ausser Lord Rayleigh noch viele Forscher: *Piutti* ([27]), *Paneth, Burkser* und Mitarbeiter, die mit verschieden angestellten Experimenten zur Lösung des Problems beitrugen. Hahn und Born wiesen durch theoretische Gedankengänge auf verschiedene Möglichkeiten hin.

Lord Rayleigh hat schon nach seinen ersten Untersuchungen festgestellt, dass der Heliumgehalt der Beryllkristalle unabhängig vom Beryllium-Gehalt derselben sei, und das He nach der Ansicht von Rayleigh ([37]) mit einer unbekannten Eigenschaft des Kristalles in Verbindung stehe. Diese Feststellung ist dann entweder in Vergessenheit geraten oder man fand die quantitativen Angaben für nicht verlässlich genug, und die Richtung der Forschung nach dem Ursprung des Heliums in Beryllen war wieder darauf beflissen, das He irgendwie vom Be-Kern abzuleiten. Hahn dachte schon im Jahre 1931 an die Möglichkeit, dass das Beryllium-Isotop mit dem Atomgewicht 8 in zwei Heliumatome gespalten wird:

$$Be^8 \longrightarrow 2\,He^4$$

Nachdem Chadwick und Goldhaber im Jahre 1935 den sog. Kernphotoeffekt entdeckten haben, hält Hahn es für wahrscheinlich, dass aus der Radioaktivität der Gesteine stammende α-Strahlung nach der folgenden Formel.

$$\underset{4}{Be^9} + h\nu = 2\,\underset{2}{He^4} + \underset{0}{n^1}$$

Helium erzeugt. — *Born*[4] lenkt die Aufmerksamkeit auf die mögliche Einwirkung der kosmischen Strahlen. Nach seiner Hypothese ist der He-Gehalt der Kristalle ausser von ihrem geologischen Alter auch von der Tiefe ihrer Fundorte abhängig, denn je tiefer ein Kristall gelagert ist, desto weniger ist er den Einwirkungen der kosmischen Strahlung ausgesetzt.

E. S. Burkser, N. P. Kapustin und *V. V. Kondugorow* (7) folgerten aus der Untersuchung russischer Berylle, dass der He-Gehalt tatsächlich dem Berylliumgehalte der Mineralien direkt proportional sei. Da in diesen überhaupt keine α-Strahlung nachgewiesen werden kann, muss man die Einwirkung von γ-Strahlen annehmen, welche entweder aus dem Mineral selbst, oder von aussen kommend gedacht werden können.

Die wichtigsten Untersuchungen zur Klärung dieses Problems haben *Paneth* und seine Mitarbeiter ausgeführt. Paneth befasst sich seit mehr als 15 Jahren mit dem Nachweis des Heliums. Er arbeitete mehrere Bestimmungsmethoden aus, welche an Empfindlichkeit alle anderen übertreffen. Dass andere Forscher aus ihren weniger genauen Ergebnissen voreilige Folgerungen zogen, ist hauptsächlich dem Umstande zuzuschreiben, dass die zu lösende Frage eine grössere Genauigkeit von den Experimenten erfordert, als welche bei ihnen erreichbar gewesen ist. Bei den He-Bestimmungen Paneths beträgt die untere Nachweisbarkeitsgrenze 5×10^{-10} cm³. Diese Genaugkeit wurde nicht mit einer spektroskopischen, sondern mittels einer radioaktiven Methode erreicht. (14)

Die Ergebnisse Paneths und Mitarbeiter über den Heliumgehalt der Beryllkristalle können folgendermassen zusammengefasst werden:

1. Er wies nach, dass im Beryllium-Metall infolge der Wirkung von γ-Strahlen He entsteht. In die Bohrungen von Berylliumkugeln hat er Radon enthaltende Glasröhrchen gelegt und bestimmte nebst der Messung der Einwirkungszeit und der Aktivität des Radons die Menge des sich bildenden Heliums. Diese He-Menge schwankte zwischen den Werten $2—18 \times 10^{-8}$ cm³, was auf 1 g Be und 1 Millicurie Radon bezogen

$$5 \times 8.5 \times 10^{-12} \text{ cm}^3 \text{ He/g/Be/mc. Rn.}$$

entspricht.

2. Er stellte fest, dass auf Einwirkung von γ-Strahlen von den beiden unten angegebenen Reaktionen hauptsächlich die zweite sich abspielt. Das würde soviel bedeuten, dass sich ein beständiges Isotop mit dem Atomgewicht 8 nicht bildet.

$$\mathrm{{}_{4}Be^{9} + h\nu = {}_{4}Be^{8} + {}_{0}n^{1},}$$
$$\mathrm{{}_{4}Be^{9} + h\nu = {}_{2}He^{4} + {}_{0}n^{1}.}$$

3. Er berechnete aus den unter 1. angeführten Daten, dass zur Hervorbringung des He-Gehaltes der archaischen Berylle so grosse Mengen von U- oder Th-Mineralien erforderlich wären, dass deren

Vorkommen ganz unwahrscheinlich ist. In den Beryllen kommt auf 1 g Beryllium gerechnet 1.55 cm^3 He vor. Aus dieser Menge müssen wir folgern, wenn wir für das Alter der Kristalle 2000 Millionen Jahre annehmen, dass jährlich mindestens 7.7×10^{-10} cm^3 He/g Beryllium sich gebildet hatte. Diese Menge könnte nur durch mehrere Tonnen von U oder Th Mineralen in der unmittelbaren Nähe der Kristalle erzeugt werden. Diese, auf unmögliche Folgerungen führenden Daten, sprechen gegen die Hypothese von O. Hahn.

4. Die seit mehreren Jahren im Laboratorium aufbewahrten Berylliumstücke, von welchen man annehmen konnte, dass sie der Einwirkung der kosmischen Strahlen ausgesetzt waren, wurden von Paneth auch untersucht, und aus der in diesen gebildeten minimalen He-Menge stellte er fest, dass die in den Beryllen tatsächlich gefundenen He-Mengen viel grösser sind, als die Menge, die sich — 2000 Millionen Jahre Einwirkungszeit angenommen — unter der Einwirkung der kosmischen Strahlen hätte bilden können. Diese Daten widersprechen der Hypothese Borns.

5. Betreffs der Hypothese, dass die Beryllkristalle bei ihrer Bildung ein Berylliumisotop mit dem Atomgewicht 8 enthalten hätten, welches nach Erzeugung des Heliums gänzlich zerfiel (s. Ekacaesium), berechnete Paneth aus der Halbwertszeit des Be^8, wieviel von diesem Isotop erforderlich wäre, um die gefundene He-Menge hervorzubringen. Das Resultat ist auch ein unannehmbar grosser Wert. Denn auf jedes Gramm Beryllium mit dem Atomgewicht 9 fiel 6×10^{11} g Be^8.

6. Paneth forschte, durch obige negative Ergebnisse angetrieben, weiter und suchte eine HeQuelle in den Elementen Li, Na und K — die in Beryllkristallen auch vorzukommen pflegen —, doch ohne jegliches Ergebnis.

Obiges zusammenfassend, kann festgestellt werden, dass die Frage des He-Gehaltes der Beryllkristalle bis zum heutigen Tage ungelöst geblieben ist und keine der Hypothesen eine befriedigende Erklärung dafür gegeben hat.

Zusammenfassung.

Der He-Gehalt unserer Erde ist zweierlei Ursprunges: teils stammt er unmittelbar aus der Sonnensubstanz, ebenso wie die anderen nicht radioaktiven Elemente, welche bei der Ausbildung der Ekliptik auf die Erde gelangt sind, teils bildete es sich als Zerfallsprodukt radioaktiver Elemente auf der Erde. Fast die ganze Menge des Heliums ist in der Atmosphäre zu finden. Es ist noch eine offene Frage, ob man nicht anzunehmen braucht, dass seit der Entstehung der Erde sich auf dieser eine grössere Menge He gebildet hat, als da heute zu finden ist, mit anderen Worten, ob He von der Erde in den Weltenraum gelangt ist, oder nicht. He ist ein allgemeines Nebenprodukt des Atomzerfalls, welchen Umstand die diesbezüglichen Atomkernforschungen gut erklären können. Die He-Lagerstätten und Vorkommen-Typen sind — ohne Rücksicht auf ihre Grösse — radioaktiven Ursprunges. Geologisch sind sie in fünf Gruppen einzureihen:

1. Die mit den Kohlenwasserstofflagerstätten im Zusammenhang stehenden Vorkommen betreffend werden die Hypothesen von *Lind*, *Salamon-Calvi*, *Horst Bandat* und *Chlopin* besprochen. Die Unwahrscheinlichkeit der Hypothese von *Salomon-Calvi* wird an Hand der zur Verfügung stehenden Daten rechnerisch bewiesen. Wir halten die auf Experimentalergebnisse sich stützende Ausspülungs-Hypothese von Chlopin für annehmbar.

2. Den He-Gehalt der Grubengase kann *Lepape* nur durch die Annahme eines heute schon zerfallenen radioaktiven Elementes erklären, von welchem wir voraussetzen, dass es bis zum Ende des Mesozoicums anwesend war. Wir weisen darauf hin, dass die derzeit zur Verfügung stehenden geologischen und experimentellen Daten nach Bedarf zu ergänzen sind.

3. Mit dem He-Gehalt der in Mineralwässern vorkommenden Gasblasen hat sich am gründlichsten *Lepape* befasst. Die von ihm aufgestellte Ekacaesium-Hypothese, mit welcher er auch den He-Gehalt der amerikanischen Kohlenwasserstofflagerstätten zu erklären sucht, ist interessant, doch kann sie mit Experimentalergebnissen nicht genügend unterstützt werden. Das He der Mineralwässer ist ein noch ungelöstes Problem.

4. Über den Ursprung des He-Gehaltes der vulkanischen Gase und Dämpfe gibt auch die *Chlopin*'sche Hypothese eine Erklärung.

5/a. Der He-Gehalt der Steinsalzkristalle wird durch *O. Hahn* erklärt.

5/b. Mit dem Problem der Herkunft des He-Gehaltes der Berylle befassten sich hauptsächlich *Lord Rayleigh, Hahn, Born, Burkser* und *Paneth*. Letzterer untersuchte diese Frage am genausten, doch liefern auch seine Forschungen keinerlei Erklärung für das in den Kristallen gefundene Helium.

*

Obiger Aufsatz wurde im Wirtschaftsgeologischen Institut der József Nádor Universität, Budapest, im Auftrag von Herrn Prof. Dr. L. von Lóczy jun. verfasst.

Budapest, September 1940.

Összefoglalás.

A Földünkön található hélium kétféle eredetű: egy része közvetlenül a Nap anyagából származik, úgy mint a többi nem rádióaktív eleme, amely az ekliptika kialakulásakor a Földre került, másik része pedig a rádióaktív elemek bomlástermékeként már itt a Földön keletkezett. A hélium zöme a légkörben található. Kérdés, hogy a Föld keletkezése óta nem kell-e nagyobb mennyiségű hélium képződést feltételezni, mint amennyi azon ma tényleg jelen van, azaz a hélium a földről a világűrbe eltávozott-e vagy sem.

A hélium az atombomlási folyamatok általános mellékterméke, amely körülményt az atommag kutatásoknak erre vonatkozó eredményei magyaráznak meg.

A hélium telepek és előfordulások, mennyiségükre való tekintet nélkül, egyformán mind rádióaktív eredetűek, de földtanilag öt különböző csoportba sorozhatók.

1. A szénhidrogén előfordulásokkal kapcsolatos telepekre vonatkozóan Lind, Salomon-Calvi, Bandat Horst és Chlopin elgondolásait ismertetjük kritikailag. Salomon-Calvi elméletének valószínűtlenségét a rendelkezésre álló adatok alapján mennyileges számítással bizonyítjuk; Chlopin kiöblítési hipotézisét, amelyet kísérleti eredmények támasztanak alá, gondoljuk elfogadhatónak.

2. A bányalég héliumtartalmát Lepape csak úgy tudja megmagyarázni, hogy egy ma már elbomlott rádióaktiv elem jelenlétét tételezi fel a mezozóikum végéig. Utalunk arra, hogy e feltevésre nézve még a rendelkezésre álló geológiai és kísérleti adatok szükség szerint kiegészítendők.

3. Az ásványvizekben felbuborékoló gázok héliumtartalmával szintén Lepape foglalkozott a legalaposabban. Ekacaesium elmélete, amellyel az amerikai szénhidrogén telepek héliumát is egyaránt értelmezni akarja, érdekes, de nézetünk szerint eléggé alá nem támasztható. Az ásványvizek héliumtartalma még megoldatlan kérdés.

A vulkáni gőzök és gázokra nézve Chlopin elgondolása ad magyarázatot.

5/a. A kősókristályok héliumtartalmát Hahn magyarázza meg.

5/b. A berillekbe zárt hélium eredetének kérdésével leginkább lord Rayleigh, Hahn, Born, Burkser és Paneth foglalkoztak. Utóbbi vizsgálatai a legpontosabbak és legalaposabbak, de ennek ellenére a kristályokban talált hélium keletkezésére nézve semmilyen magyarázattal nem szolgálnak.

TABELLE I. *Heliumgehalt der Kohlenwasserstofflagerstätten.*

Fundort	Geol. Alter d. gasführenden Schichten	Tiefe der gasführenden Schichten m	He Vol %	CH_4 und Homologe Vol %	O_2 Vol %	N_2 Vol %	CO_2 Vol %	CO Vol %
Ungarn: Kissármás, Bohrung Nr. II. (E. Czakó, 1913)		302	0.0014			0.73		
Meggyes, Erdély (E. Czakó, 1913)			0.0028					
Egbell, Ober-Ungarn (Paneth, 1928)	Jung Tertiär	150	0.0053					
Lispe, Komitat Zala			0.00253					
Hajdúszoboszló, Komitat Hajdú		203.2	0.00908				6.6	
Kaba, Komitat Hajdú			0.00687	94.2	0.1	4.7	0.8	
Székesfehérvár, Tiefbohrung		820.5	1.53	29.7	1.0	67.8	0.0	
Békés, Komitat Békés			0.00297					
Mezőhegyes, Komitat Csanád			0.00365	93.8	0.5	4.9	0.6	
Orosháza, Komitat Békés			0.00425	86.0	0.1	14.2	1.4	
Mihályi, Komitat Sopron			0.00234				95.6	
Jugoslawien, Bujavice (Kroatien)			0.0016					
Deutschland, Pechelbronn, Elsass,			0.008	98.4			Spuren	
„ „ Nr. 457			0.015	89.2			1.5 %	
„ „ Nr. 2141			0.003	99.0				
„ „ Nr. 2183			0.004	98.1			0.5	
„ „ Nr. 1266			1.09	6.8			26.1	
Forst (Baden)			über 1.0 %					
Volkenroda (Thüringen)			0.088	81.8		18.0	—	
Leopoldshall			0.17	CH_4: 4.4 H_2: 83.6		11.8		
Neuengamme (bei Hamburg)			0.016	76.7		3.3		
Oldershausen			0.011	50.1		45.0	0.2	
Hänigsen-Obershagen			0 002	89.7		9.6		
Oberg (bei Hannover), Ebag Nr. 45.	Jura	260	0.0064	89.5		10.0	0.1	
Heide (Holstein)	Ölkreide-Lager		0.001					
Gramzow (Uckermark)			0.1 ca.			97.2	1.8	
Ahlen (Westfalen)	Karbon		0.19	92.2	0.7	6.7	0.4	
Ascheberg (bei Münster, Westfalen)	Karbon	920	0.076	94.10	0.00	1.5	0.00	

TABELLE I. (Fortsetzung.)

Fundort	Geol. Alter d. gasführenden Schichten	Tiefe der gasführenden Schichten m	He Vol %	CH_4 nnd Homologe Vol %	O_2 Vol %	N_2 Vol %	CO_2 Vol %	CO Vol %
Göding			0.00037					
Ratischkowitz (Protektorat Böhmen)			0.0039					
Wels Ostmark (E. Czakó 1913)			0.009					
Italien, Medesano (Parma)			0.0055	99.5		—	0.3	
Montechino (Piacenza) Bohrung Nr. 104.			0.0028	99.8		—	0.1	
„ Nr. 149.			0.0015	99.8		—	0.2	
„ Nr. 152.			0.0025	99.6		—	0.4	
Fonteviro (Parma)			0.0012	97.1		1.2	1.7	
Vallezza (Parma)			0.002	98.0		—	—	
Abano (Padua) Salse			0.120	10.7		82.7	6.6	
Frankreich, Vaux-ens Bugey (Aisne) (Moureu 1923)			0.095	91.2		5.4	3.3	
Estland, Insel Grosswrangelholm, neben Reval	Oberes Kambrium		0.4	95.4		2.5	1.3	0.8

Fundort	Geol. Alter d. gasführenden Schichten	Tiefe der gasführenden Schichten m	He Vol %	CH_4 nnd Homologe Vol %	O_2 Vol %	N_2 Vol %	CO_2 Vol %	CO Vol %
Russland, Dergachevsky (Mielnikowsky) Crejci-Graf, 1934.			0.171	53.8		45.2	0.4	
„ „ „			0.121	66.9		31.9	0.8	
Japan, Siga Distrikt, Ibe Feld, (Uwatoko)	Quartär	78	0.017	75.21	0.18	21.1	CO_2+H_2S: 3.51	
Siga Distrikt, Maibara Feld, „	„	47	0.017	73.09	0.14	25.65	1.12	
Kagoshima Distrikt, Sikine Feld, „	„	40	Spuren	75.17	0.10	19.68	5.05	
Siduoka Distrikt, Yaidu Feld, „	„	106	0.004	92.07	0.54	6.12	1.27	
Siduoka Distrikt, Higasimatu-mura Feld, „	„	126	0.007	93.61	0.21	5.71	0.47	
Siduoka Distrikt, Sagara Feld, „	miocen, pliocen (Kubika, Siiya, Nisiyama)	280—400	0.002	66.93	0.82	38.36	1.05	0.20
Simane Distrikt, Higasi-mura Feld, „			0.002	97.75	0.31	1.55	0.25	0.14
Formosa „ Rokudyukei Feld, „		—	0.006	95.88	0.	3.10	0.96	0.04
Formosa „ Rokudyukei Feld, „			0.002	96.17	0.17	1.88	1.74	0.04
Formosa „ Kinsui Feld, „		520	0.004	96.98	0.22	1.76	0.91	0.13
Formosa „ Seushuryo Feld, „			0.005	97.31	0.11	1.54	1.04	—

TABELLE I. (Fortsetzung.)

Fundort	Geol. Alter d. gasführenden Schichten	Tiefe der gasführenden Schichten m	He Vol %	CH_4 und Homologe Vol %	O_2 Vol %	N_2 Vol %	CO_2 Vol %	CO Vol %
Java, Sumatra, (Clay 1925).			0.0006-0.0033					
Australia, Roma, Queensland			0.012	96.2		3.5		
Neu-Zeeland, Süd-Hammer, (Farr-Rogers 1929).			0.120	96.5				
Süd-Hammer, Dunollie			0.059	—				
„ , Kotuku			0.031	13.4		1.4	84.0	
Nord Insel, Masterton (Blairlogie)			0.041	98.4				
„ „ , Pogaroa, (Aohanja)			0.012	33.6				
„ „ , Weber, (Bassett.)			0.023					
„ „ , Morere, (Baths)			0.012	84.0		16.0	0.2	
„ „ , Morere, (Wilson 1)			0.031	92.4		8.1		
„ „ , Morere, (Mahia)			0.044					
„ „ , Waimata			0.097	98.0			2.4	

Fundort	Geol. Alter d. gasführenden Schichten	Tiefe der gasführenden Schichten m	He Vol %	CH_4 und Homologe Vol %	O_2 Vol %	N_2 Vol %	CO_2 Vol %	CO Vol %
Argentinien, Probe Nr. 1. Corti 1930			0.012	90.2		2.4	0.2	
„ „ 2. „			0.013	90.7		4.9	Spuren	
„ „ 3. „			0.013	87.6		6.6	—	
„ „ 9. „			0.036	62.7		29.0	Spuren	
„ „ 11. „			0.006	95.0		0.4	2.1	
U. S. A. Colorado, Las Animas, Model Dome	Jura ?		7.18	0.00	0.92	79.71	12.19	
Kansas, Butler, Augusta	Pennsylv.		2.13	12.18	0.00	85.56	0.13	
„ „ „	„		0.25	86.54	0.00	12.44	0.00	
„ „ Eldorado	„		1.01	74.50	0.14	24.25	0.10	
„ Cowley, Dexter	„		1.84	15.26	0.20	82.70	0.00	
„ Chautauqua, Sedan	„		1.94	43.74	0.32	53.76	0.24	
Montana, Pondera, Pondera	Mississipp.		0.25	96.64	0.07	2.14	0.90	
Oklahoma, Noble, Billings	Pennsylv.		0.39	57.02	0.00	42.12	0.49	
Ohio, Vinton, Sec. 1, T. 9 N., R. 18 W.	Silur		0.43	80.90	0.00	14.67	0.00	
Ohio, Vinton, Sec. 1, T. 8 N., R. 18 W.	Mississipp.		0.40	90.70	0.00	9.20	0.00	

TABELLE I. (Fortsetzung.)

Fundort	Geol. Alter d. gasführenden Schichten	Tiefe der gasführenden Schichten m	He Vol %	CH_4 und Homologe Vol %	O_2 Vol %	N_2 Vol %	CO_2 Vol %	CO Vol %
Texas, Potter, Cliffside, (Bush Dome)	Perm		1.80	73.50	0.10	23.90	0.70	
„ Clay, Petrolia	Pennsylv.		1.00	61.70	0.00	37.20	0.10	
„ Mitchell, Westbrook	Perm		0.014	3.20	1.20	96.60	0.00	
Utah, Emery, Woodside	„		1.31	5.70	0.27	62.33	31.70	
„ Grand, Harley	Jura		7.16	7.40	0.00	84.40	1.10	
Wyoming, Sweetwater, Baxter Basin	o. Kreide		0.86	71.98	0.00	26.04	1.12	
Canada, Alberta, Peace River-Feld			0.012	84.1		0.1	15.5	
Alberta, Athabaska River-Feld			0.022	96.8		2.4	0.3	
„ Wainwright-Feld			0.109	95.1		4.4	0.3	
„ Medicine Hat-Feld			0.116	98.1		1.5	0.4	
„ Bow Island-Feld			0.337	90.9		8.7	—	
„ Barnwell-Chin Coulee-Feld			0.386	86.4		12.3	0.2	
„ Foremost-Feld			0.225	91.5		8.5		
Ontario, Lambton County, Dawn			0.29	90.2		9.3	0.5	
„ Elgin County, Bayham			0.25	92.7		6.7	0.6	
„ Norfolk County, Walsigham			0.87					
„ „ „ Woodhouse			0.43	94.6		4.5	0.1	
„ „ „ Middleton			0.39	86.9		12.6	0.3	
„ Haldimand County, Walpole			0.33	98.9		1.1		
„ „ „ Canbourough			0.32	90.1		9.7	0.2	
„ Welland County, Bertie			0.34	91.8		8.2		
„ Peel County, Caledon			0.82	87.4		12.6		

TABELLE II. *Heliumgehalt der Kohlengrubengase.*

F u n d o r t	Tiefe der gasführenden Schichten	He	CH_4 etc.	CO_2	O_2	N_2
Deutschland, Ahlen (Westfalen)		0.19	92.2			
Ascheberg	920 m	0.076	94.1			
Zeche Westfalen	1000 „	{0.09 {0.13				
Obernkirchen		0.049				
Zeche Gneisenau		0.0067	76 2			
Ewald Fortsetzung		0.22	74.4			
Erdgasquelle Rheine		0.07	90.5			
Frankenholz (Saargebiet)		0.027	95.1			2.1
Frankreich, Liévin (Pas-de-Calais)		0.014	97.03	0.5		2.4
Crespin		0 055				0.3
Spittel (Kohlenbergwek Sarre et Moselle)		0.0025	89.3	0.7		1.1
Trélys (Gard.)		0.086				9.7
Belgien, Lens (Pas-de-Calais)		0.0003	98.2	—		1.8
Anzin (4000 m³ He/Jahr)		0.044	97.9	0.2		1.8
Anzin, Hérin		0.119				1.7
Agrappe bei Mons		0.050	99.6	Spuren		0.3
Liège-Unterkarbon		0.057				0.26
Charleroi-Unterkarbon		0.330				1.81
Mons		0.050				0.37
Japan, Hokkaido, Yubari, Ishikari-Schichten	268	0.007	96.10	$CO_2 + H_2S$ 0.27	0.21	3.42
„ „ „	157	0.004	92.92	0.12	0.38	6.58
Hukuoka, Müke	16	0	66.61	2.56	1.00	29.83

TABELLE III. *Heliumgehalt der Gase der Mineralquellen.*

F u n d o r t	He Vol.-Proz.	N_2 Vol.-Proz.	CO_2 Vol.-Proz.	CH_4 etc. Vol.-Proz	Radon in 10^{-8} Curie/l	NaCl-Gehalt des Wassers in g/l	Li-Gehalt des Wassers in mg/l
Frankreich:							
Santenay (Côte-d'Or), „Lithium“	10.16	86.54			3.54	5.594	14.4
„ „ „Santana“	10.31	87.92			—	5.178	15.0
„ „ „Carnot“	9.97	86.76			4.94	5.504	15.3
„ „ „Fontaine Salée“	8.40	88.57			3.36	5.231	14.3
Maizières „ Quelle Nr. 3.	8.61	90.20			71.3	—	—
„ „ Quelle Nr. 2.	8.05	89.33			66.5	—	—
„ „ „Romaine“	7.44	89.48			45.3	5.464	24.4
Pouillenay „ Champ-Salin	7.70	90.75			—	4.971	—
Bourbonne-les-B. (Hte Marne) Quelle Nr. 13	4.86	91.54			88	5.203	13.5
Moyeuvre (Moselle) „Perotin“	3.29	92.87			2.06	19.041	28.1
Sierck „ „Saint-Jérôme“	3.30	93.72			—	7.997	6
Saint-Gervais (Hte Savoie), Schwefel-Quelle	2.91	93.94			10.6	1.752	8.8
Amiens (Somme), Causserat-Bohrung	2.35	92.82			0.22	13.664	1.26
Grisy, „d'Ys“	2.18	95.5	1.2				
Bourbon Lancy, „Descures“	2.09	90.7	5.8				
Niederbronn	1.68	92.2	5.2				
Nancy, „St. Marie“	1.60	95.4	1.8				
Uriage	0.93	93.9	4.1				
La Chaldette	0.77	95.2	2.8				
Luxeuil	0.74	97.2	0.8				
Bagnères de Luchen, „Bosquet“ 2	0.314	95.8	0.3				
„ „ „Lepape“	0.0015	93.1	1.7				
Lamalou, Quelle Nr. 22	0.11	10.4	88.5				
Cauterets, „Bois Vieux“	0.10	98.5	Spuren				
Vichy, „des Celestins“	0.12	15.1	84.5				
Aix-les-Thermes	0.097	98.5	—				
Aix-les-Bains	0.03	94.8	4.0				
Colombières-sur-Orb	0.02	4.5	94.7				

TABELLE III. (Fortsetzung.)

Fundort	He Vol.-Proz.	N_2 Vol.-Proz.	CO_2 Vol.-Proz.	CH_4 etc. Vol.-Proz.	Radon in 10^{-8} Curie/l	NaCl-Gehalt des Wassers in g/l	Li-Gehalt des Wassers in mg/l
La Trallière	0.002	2.9	96.7				
Soulzmatt „Communale“	0.0006	3.71	96.16				
Plombières „des Capucins“	0.036	88.65	1				
„ „du Crucifix“	0.201	95.14	Spuren				
„ „Quelle Nr. 3.	0.120	94.505	„				
„ „Quelle Nr. 5.	0.104	95.32	1.58				
„ „Vauquelin“	0.207	98.15	Spuren				
St. Honoré „Crevasse“	0.893	95.76	2.20				
Deutschland:							
Wildbad, Schwarzwald, Analysiert v. Kayser 1895.	0.71	97.5	2.8				
Wiesbaden, Kochbrunnen	1.7						
„ , Adlerquelle	2.0						
„ , Schützenhofquelle	4.9						
Baden-Baden	0.85						
Heidelberg	0.65						
Bad Dürckheim	1.8	65.	?				
Kissingen (Schönborn)	0.019	1.4					
Bad Brückenau	0.013						
Bad Künzig	0.285	38.6	0.5	59.8			
Bad Gastein	0.169	97.3					
Ungarn:							
Budapest, St. Stefan-Quelle	0.0267		55.9				
Székesfehérvár, Árpád-Quelle	0.0085		94.5				
Moha, (Komitat Fehér), Ágnes-Quelle	0.0166						
Bodajk, (Komitat Fehér),	0.0075						
Balatonfüred, Elmond-Brunnen	0.0137		76.4				
Mezőkövesd, Tiefbohrung	0.00528	10.7	88.2	1.1			

TABELLE III. (Fortsetzung.)

Fundort	He Vol.-Proz.	N_2 Vol.-Proz.	CO_2 Vol.-Proz.	CH_4 etc. Vol.-Proz.	Radon in 10^{-8} Curie/l	NaCl-Gehalt des Wassers in g/l	Li-Gehalt des Wassers in mg/l
Andere europäische Länder:							
Beaudour, Belgien, „Elisabeth"	0.05	95.00	3.60				
Spa, Belgien, „du Tonnelet"	0.064	15.296	84.25				
Bath, Kingswell, England (Anal. Moureu)	0.174						
Dublin, Irland, (Anal.: Gmelin)	0.074						
Panticosa, Spanien, „St. Augustin"	0.0123	97.36	0.85				
„ „del Estomago"	0.0378	97.84	0.90				
„ „del Higado"	0.0175	97.83	0.36				
Caldellas, Portugal, „Poço do Carvolo"	0.017	96.40	—				
Ssoko Banja, Jugoslavien	0.15 0.06						
Pamir, P. S. S. R.	0.002 0.006 0.015 0.039		70—98				

Fundort	He Vol.-Proz.	N_2 Vol.-Proz.	CO_2 Vol.-Proz.	CH_4 etc. Vol.-Proz.	Radon in 10^{-8} Curie/l	NaCl-Gehalt des Wassers in g/l	Li-Gehalt des Wassers in mg/l
Japan:							
Gase v. Thermalwässern aus Granitgebieten	0.087 0.045	98.7 59.8	1.1 38.9	0.6 1.2			
Gase v. Thermalwässern aus Sedimentgebieten	0.272 0.308 0.184 0.214 0.202	55.6 94.8 89.2 99.2 99.3	0.1 0.1 0.5 0.3 0.7	44.3 5.1 10.3 0.3 —			
Madagascar: Antsirabé	0.0004	0.6	99.3	Spuren			
„ : Antsirakély	0.0015	1.4	98.5	„			
„ : Romainandro	0.0027	2.5	97.3	„			
„ : Namorona	0.50	97.6	0.5	„			
Réunion: Cilaos	0.0010	0.9	99.1	—			
„ : Heltbourg	0.012	10.1	89.3	0.3			
Algier: Hammam Mélouane	0.043	92.2	6.5	—			

TABELLE IV.

Heliumgehalt der vulkanischen Gase.

Ort	He %	CO_2 %	N_2 %	CH_4 etc.	H_2S	H_2
Deutschland, Burgsinn { Wahrscheinlich im zusammenhang mit dem tertiären Vulkanismus der Rhön	0.02	99	—	—	—	—
Hölle	0.005	90	10			
Italien, Larderello, Soffione Nr. 1.	0.0025	93.4	1.0	5.9	2.4	1.6
„ „ Nr. 2.	0.0023	93.1	1.0	6.3	2.4	1.7
„ Fero Castelnovini	0.0025	92.8	—	5.0	2.2	—
„ Possera	0.0022	93.1	0.8	6.5	2.5	1.5
Castelnuovo, Farcononale	0.0021	94.3	0.9	5.6	1.8	1.3
„ , Madonna	0.0016	94.6	0.8	5.1	1.9	1.2
Serrazzano, Fero Ciano	0.0021	92.0	0.9	6.2	3.0	2.9
Sasso, Fero Cerri	0.0019	92.7	0.6	6.5	2.5	2.5
Lago, Pescaia	0.0029	87.4	0.5	11.3	3.3	6.8
Lagoni Rossi	0.0028	88.8	0.9	9.9	2.9	5.6
Travalle, Fero Pietro	0.0021	94.2	2.5	7.6	0.6	0.3

Die Angaben beziehen sich auf Wasserdampffreie Gase

Ort	He %	CO_2 %	N_2 %	CH_4 etc.	H_2S	H_2
Island, Reykir Nr. 5.	0.0146	—	99.9			
Hveravellir Nr. 25.	0.0063	77.8	21.1	1.0		
Graffarbakki Nr. 1.	0.0114	6.4	91.7	0.8		
Reykjafoss Nr. 1.	0.0103	27.0	69.3	2.7		
Hengill	0.0020	67.0	3.9	17.8		
Japan, Solfatara	0.001	76.2	15.3	5.9		
Fumaruola	0.003	94.6	3.2	2.2		
Ost-Java, Gas des Vulkans Lawu	0.00145					

POLITECHNIKA GDAŃSK ZAKŁAD GEOLOGII

TABELLE V.

Heliumgehalt der Alkalisalze nach Paneth und Peters.

Mineral	Herkunft	Helium 10^{-6} cm³ pro Gramm	
			Mittelwert
Steinsalz, farblos	Krügershall	0.1	
„ blau	Vienenburg	0.1	
„ „	„	0.3	
Sylvin	„	0.95	1.0
„	„	1.1	
„	Berlepsch	7.2	
„	„	5.0	5.8
„	„	4.4	
„	„	6.8	
„	Stassfurt	13	
„	„	14	
„	„	5.6	9.4
„	„	5.2	

TABELLE VI.

Heliumgehalt von Berylliummineralien.

Mineral	Fundort	He cmm in 100 g)	Beobachter
1. Beryll . . .	Acworth (New-Hampshire)	1680	Strutt
2. „ . . .	Chester (Pennsylvania) . .	680	
3. „ . . .	Arendal (Norwegen) . . .	243	
4. „ . . .	Massachusetts (U. S. A.) .	32	
5. „ . . .	Acworth (New-Hampshire)	1280	
6. „ . . .	Ishikawa (Japan)	250	Sasaki
7. „ . . .	Tanokami (Japan)	kein	
8. „ . . .	Naegi (Japan)	kein	
8a. „ . . .	Eftevand (Norwegen) . .	500	Paneth, Günther
9. Phenakit . .	Sibirien	nachweisbar	Strutt
9a. „ . .	?	28	Paneth
10. Chrysoberyll	Ceylon	nachweisbar	
11. „	Haddam (Connecticut) . .	„	Strutt
12. Melliphanit .	Brevig (Norwegen) . . .	„	
13. Bryllonit . .	Stoneham (Maine) . . .	„	

Magyar földigázok héliumtartalma.

Irták: *Szelényi Tibor* és *Csajághy Gábor.*

A hélium geológiai felkutatása az északamerikai telepek felfedezése óta az egész világon az érdeklődés előterében áll. Annak ellenére, hogy a mindíg szélesebb körben végzett elemzések az északamerikai szénhidrogéntelepekkel kapcsolatos héliumkutak egyedülállóságára vallottak, a hélium felkutatása és rendszeres mennyiségi meghatározása napjainkban is szakadatlanul továbbfolytatódik. Eleinte a vizsgálatok célja az volt, hogy az északamerikai telepekhez hasonló gazdasági jelentőségű lelőhelyeket fedeznek fel, ezzel szemben a mai héliumkutatások, főleg tudományos szempontok érdekében történnek, anélkül, hogy gyakorlati jelentőségüket teljesen elvesztették volna. A rádióaktivitás a hélium keletkezésével a legszorosabb összefüggésben lévén, a hélium geológiai megismerése közelebbhoz mindazokhoz a problémákhoz, amelyekre a rádióaktív jelenségek adnak feleletet. Nemcsak az abszolút kormeghatározásra gondolunk, amely feltétlenül a legfontosabb hasznosítása radiológiai ismereteinknek a geológiában, hanem általánosabbban annak megismerésére, hogy a Föld szilikát kérgében lejátszódó radioaktív folyamatok milyen intenzitásúak. A héliumkutatás a rádium geológiájának úgyszólván az alapja. *Vernadszkij* (Les problèmes de la Radiogeologie, Páris, 1935) a Föld szilárd rétegeiből a felszínre kerülő héliumot „hélium lehelletnek" nevezte el, amelyből a mélyben geológiai idők óta végbemenő atombomlásokra lehet következtetni. Nemcsak a mélyfúrások gázai a mondott értelemben a vizsgálat tárgya, hanem megelemzik a különböző földrajzilag meghatározott helyek fölött vett levegőminták héliumtartalmát is. E téren, mint általában a hélium analizisében, *Paneth* és munkatársai tűnnek ki.

A m. kir. Földtani Intézet színképelemző laboratóriumában végzett héliummeghatározások szintén kettős, úgymint tudományos és gyakorlati céllal készültek. A kutatások elméleti jelentőségére a geológia körében *Szelényi Tibor* „Zur Geochemie des Heliums" c dolgozatában mutatott rá.

A kutatások gyakorlati jelentőségére vonatkozóan utalunk arra, hogy a magyar medencében elemzéseink elvégzése előtt rendelkezésre álló két adatból, éspedig az egbelli és kissármási kutak héliumanaliziséből, nem lehet szükségképen azt következteni, hogy Magyarország összes mélyfúrásaiban a héliumtartalom csekély. Megvolt továbbá a lehetősége annak, hogy a székesfehérvári paleozoós kőzetek gázában nagyobb mennyiségű héliumot találjunk.

A hélium nagy értékét, valamint az amerikai monopoliumot tekintetbevéve úgylátszik, hogy 0.1—0.2% He-t tartalmazó és nagy menynyiségben előforduló gázok kiaknázásával már bizonyos körülmények között érdemes foglalkozni. Olaszországban a toscanai vulkáni gázok feldolgozása többször szóba került. Egyes jelentések szerint Oroszországban a Dergacsevszkij (Mielnikovszki) vidékén szénhidrogén gázokból kísérletileg elő is állítanak héliumot. A berendezés óránként 400 m^3 földigáz héliumtartalmát tudja kivonni.

A mai fejlett repülőgép-típusok csökkentik a hélium háborús jelentőségét, de az egyéb felhasználási lehetőségei miatt az mindig nagy értéket fog képviselni.

A nagymagyarországi gázos kutak első hélium-elemzését *Czakó Imre* végezte 1912-ben *H. Bunte* professzor laboratóriumában, a karlsruhe-i műegyetemen. Dolgozata, amely németországi, elsassi és osztrák földigázok vizsgálatára is kiterjed, külföldön jól ismeretes és eredményeire állandóan hivatkoznak. *Czakó* héliumkutatását összekötötte a gázok radioaktivitásának meghatározásával és a párhuzamba állított eredményekből elméleti következtetéseket is levont. Elemzési módszerül *Cady* és *Farland* eljárását választotta, amelyet leginkább amerikai laboratóriumokban alkalmaznak. Az eljárás lényege abban áll, hogy a hélium mellett jelenlévő minden egyéb gázt, cseppfolyós levegőre hűtött aktív szénnel nyeletnek el és a spektroszkóppal ellenőrzött, többékevésbbé tiszta hélium térfogatát megmérik. A vizsgálatra meghatározásonként 8—9 liter gázt használt fel.

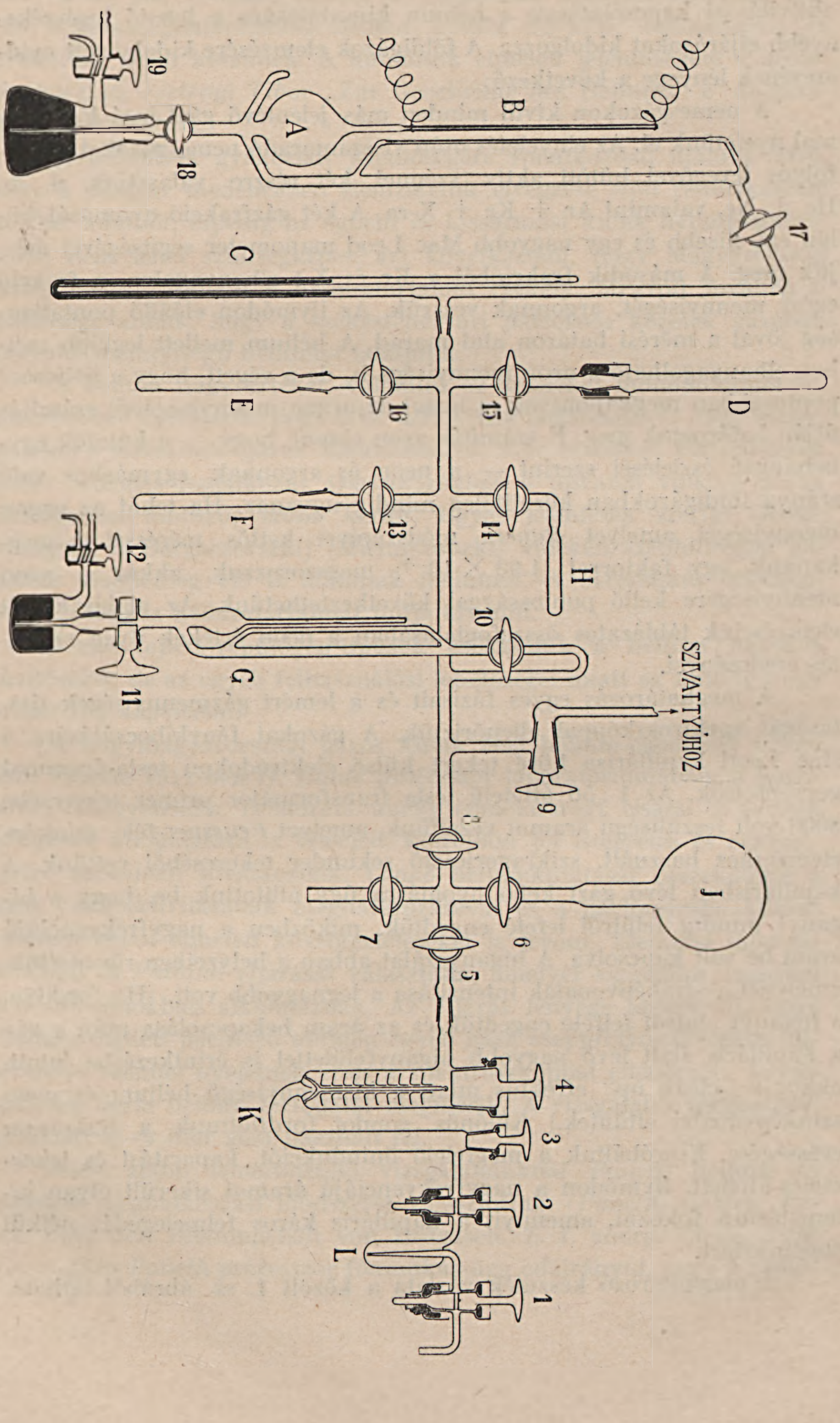
Jelen, alább ismertetendő vizsgálatainknál *Paneth* hélium- és nemesgáz-meghatározási módszerét választottuk. *(Paneth, Gehlen, Peters,* Über den Heliumgehalt von Erdgasen. Z. f. anorg. Chem. 1928 175. S. 383.) *Paneth* professzor főmunkássága odairányul, hogy a rádió-

aktivitással kapcsolatosan a hélium kimutatására a lehető legérzékenyebb eljárásokat kidolgozza. A földigázok elemzésére kidolgozott módszerének lényege a következő:

A nemesgázokon kívül minden más jelenlévő gázt izzó kalciummal nyeletünk el. Az elnyeletés után visszamaradó nemesgázokat cseppfolyós levegővel hűtött aktív szénnel két részre választjuk, ú. m. He + Ne, valamint Ar + Kr + X-ra. A két gázfrakció nyomását külön egy kisebb és egy nagyobb Mac Leod manometer segítségével mérjük meg. A második frakcióból a Kr és X-t elhanyagolva, a frakció egész mennyiségét, argonnak vesszük. Az ilymódon előálló pontatlanság jóval a mérési határon alul marad. A hélium mellett legtöbb esetben elhanyagolható a neon mennyisége is, de a végett, hogy a héliumot pontosabban megkaphassuk, a neont az argon mennyiségéből számítás útján határoztuk meg. E számítás azon alapul, hogy — a kutatók egybehangzó észlelései szerint — a neon és argonnak egymáshoz való aránya földigázokban közelítőleg mindig ugyanaz. Ha tehát az argon mennyiségét, amelyet *Paneth* módszerével kettős méréssel is megkapunk, egy faktorral (1.93×10^{-5}) megszorozzuk, akkor a neon mennyiségére kellő pontossággal következtethetünk. Az alább közölt elemzéseink táblázatos összefoglalásában a neon értékek ilyen számítás eredményei.

A meghatározás egyes fázisait és a lemért gázmennyiségek tisztaságát spektroszkóppal ellenőriztük. A gázokat fénykibocsátására a Mac Leod kapillárisa köré tekert külső elektródokon tesla-árammal gerjesztettük. Az 1 : 50 áttételű tesla transformátor primer tekercsébe 8000 volt feszültségű áramot vezettünk, amelyet *Feussner*-féle, színképelemzéshez használt, szikragerjesztő sekunder tekercséből vettünk. A kapillárisban lévő gázt kellő nyomásra úgy állítottuk be, hogy a higanyt mindíg felülről lefelé engedtük, miközben a nagyfrekvenciájú áram be volt kapcsolva. A higanyszálat abban a helyzetben rögzítettük, amelynél a színképvonalak intenzitása a legnagyobb volt. (Ha fordítva, a higanyt alulról felfelé engedtük és az áram bekapcsolása után a gáz a kapilláris alatt lévő nagyobb higanyfelülettel is érintkezésbe jutott, akkor a „clean up" effektus miatt a kismennyiségű hélium és neon színképvonalai eltűntek.) Különös gondot fordítottunk a teslaáram erősségére. Kipróbáltuk a megfelelő önindukciót, kapacitást és tekercselés-áttételt. Ilymódon a nagyfrekvenciájú áramot sikerült olyan intenzitásúra fokozni, amennyit a kapilláris káros felmelegedés nélkül éppen kibírt.

A meghatározó készülék vázlata a közölt 1. sz. ábrából látható.


A
B
C
D
E
F
G
H
J
K
L
SZIVATTYÚHOZ
1
2
3
4
5
6
7
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19

1. sz. ábra.

Paneth készülékével szemben lényeges változtatást nem eszközöltünk. A gázszárító berendezést különösen nagyra méreteztük.

A gázvizsgálatokhoz szükséges mintákat a mihályi és lispei minták kivételével, amelyeket a MAORT igazgatósága volt szíves rendelkezésünkre bocsátani és amelyért e helyen mondunk köszönetet, mind magunk vettük a helyszínen. A mintavétel víz fölött, egyszerű gumidugóval zárt üvegekben történt. A használatos palackok űrtartalma kb. 500 cm^3 volt. A CO_2 tartalmú gázból megfelelő nagyobb mennyiséget gyüjtöttünk be.

A vizsgálandó gáz szénsavtartalmát, mivel ez a Ca-adszorbciónál zavarokat okozott, a készülékbe való beeresztés előtt azt kálilúggal elnyelettük. Az elemzés eredményeit mindenkor az eredeti szénsavtartalmú gázra adtuk meg. A Ca-kemence lehülés közben a szénsavat megköti ugyan, de izzási hőmérsékleten a képződött $CaCO_3$ természetesen újra elbomlik.

A gázmintának a készülékbe való beeresztése előtt azt egészen az első számú csapig evakuálni kell. (Lásd az 1. sz. ábrát.) Ez a művelet egy nagyobb teljesítményű olajos szelepes szivattyúval, azután folytatólagosan kapcsolt higany-gőzsugár szivattyúval és kétlépcsős higanydiffúziós szivattyúval történt. Az így elérhető legnagyobb vacuum kb. 10^{-5} Tor volt, csapkenőcsül *Leybold*-gyártmányú „Ramsay-Fett, extrazäh" kenőcsöt használtunk.

A megelemzendő gázt a 8-as és 7-es számú csapok lezárása, valamint a 2-es számú csap kinyitása után az evakuált készülék J tartányába eresztettük. A gáz beáramlása közben a K edényben lévő $CaCl_2$-al és P_2O_5-al érintkezve vízgőztől mentesült.

Az elemzés menete éppen úgy, mint *Paneth* készülékénél röviden a következő: Zárva vannak az 5, 6, 7, 8, 9, 13, 14, 15, 16, 17 és 10-es csapok. A 6-os csap óvatos kinyitásával a készülékbe — amely most az összekötő csőből a „C" manométerből, továbbá a belül üres csapok teréből áll és összes térfogata kb. 300-330 cm^3 — gázt eresztünk. Mivel a készülék pontos térfogatát már előzetesen meghatároztuk, a vizsgálatra bevitt gáz mennyiségét a „C" manometeren észlelt nyomásból kiszámítottuk.

A „D"-jelű Ca-kemencét, amelyet megelőzően elektromos fűtőtest segítségével kb. 500—550°-ra előmelegítettünk és izzó állapotban kellő ideig gázmentesítettünk, a 15-ös csap kinyitásával a reakciótérrel kötjük össze. Az izzó kalcium egy-két óra alatt a nemes gázok kivételével az összes gázokat elnyeli. A nyomást a „G" Mac Leoddal mérjük. Hogy nagy nyomáskülönbségeket mérhessünk, a „G" Mac Leod kapil-

lárisát aránylag vastagnak (0.9 mm belső átm.) választottuk. A nyomásméréseknél ezért a kapilláris térfogatát is figyelembe kellett venni a következő képlet szerint:

$$p = \frac{h^2 \, . \, 16{\cdot}05}{23450 - h \, . \, 16{\cdot}05}$$

hol „p² a nyomás, „h“ a higanyoszlopok nivókülönbsége. A G-vel mért nyomásból a nemesgázok mennyiségét számítottuk ki. Az Ar Kr X-t az „E“ edényben cseppfolyós levegővel hűtött, aktív szénen abszorbeáltuk. A fennmaradó He és Ne nyomását az „A“ Mc Leoddal mértük. A készülék mostani térfogatának kiszámításánál tekintetbe vettük azt a körülményt, hogy az „E“ edény a készülék többi részeitől eltérően a cseppfolyós levegő hőfokán kb. — 184° C-on volt.

A „B“ kapillárisban felfogott He és Ne tisztaságát *Fuess*-féle kétprizmás spetroszkóppal vizsgáltuk. Az észlelés közben a He és Ne mellett mindig találtunk H_2-t is. Ennek mennyisége általában elhanyagolhatóan kevés volt, amiről úgy győződtünk meg, hogy a 7-es csaphoz piceinnel egy kis $KMnO_4$-el töltött csövet ragasztottunk s a belőle melegítéssel fejlesztett oxigént a gázelegyhez vezettük. Ezt a gázelegyet „H“-edényben lévő kb. 350°-ra melegített palladium azbeszten hevítettük. A fölös oxigént és a vízgőzt az „F“ edényben cseppfolyós levegővel hűtött aktív szénen sürítettük és a készülékben visszamaradó gázelegyet a „B“ kapillárisban ismét lemértük. Az általunk vizsgált gázmintákban a hidrogén eltávolítása után mérhető térfogatcsökkenés nem állott elő. Feltételezhető, hogy a spektroszkóppal észlelt hidrogén a csapzsírból származott.

Tekintve azt, hogy a Neon mennyiségét a talált Ar mennyiségből számítással határoztuk meg, célszerűnek látszott az Ar mennyiségét az elemzés folyamán ellenőrzés kedvéért mégegyszer megmérni. Ez úgy történt, hogy a 16-os csapot elzárva, az egész készüléket újra evakuáltuk és azután az „E“-ben lévő, időközben szobahőmérsékletre hozott, Ar-t kieresztettük és nyomását „G“-ben, vagy kis mennyiségek esetén „A“-ban mégegyszer megmértük.

Eredményeink helyességének ellenőrzésére, mintegy hitelesítésképen, készülékünkkel meghatároztuk a levegő nemesgáz-tartalmát. A levegő Ar-tartalmát az irodalomban található 0.93% középértékétől ± 1.5—2.%-nyi eltéréssel, He + Ne tartalmát viszont a 0.0023%-tól ± 5—8%-nyi eltéréssel kaptuk meg. A levegővel való hitelesítést a munkamenet folyamán többször is megismételtük.

A magyarországi gázos kutak héliumtartalmukat illetőleg kétféle

előfordulási típusba sorolhatók. Hazánkban ugyanis 1. szénhidrogénekkel és 2. ásványvizekkel kapcsolatos előfordulások ismeretesek. A többé-kevésbbé önkényes osztályozásra vonatkozólag lásd *Szelényi:* Zur Geochemie des Heliums, m. kir. Földt. Intézet Évkönyve, 1941. c. dolgozatát.

A vizsgálatra begyüjtött gázmintáknál tekintettel voltunk arra, hogy mindkét típusú gázelőfordulásból a legszámottevőbbeket megelemezzük. E gázos kutak a következők:

1. *Szénhidrogénelőfordulásokkal kapcsolatosak:*

Székesfehérvár, mélyfúrás, 820.5 m mélyből vett minta.
Lispe, B 3-as jelű mélyfúrás.
Mihályi mélyfúrás.
Kaba, községi fürdő gázos kutja.
Hajduszoboszló, mélyfúrás.
Orosháza, Diana-fürdő.
Békés, mélyfúrás.
Mezőhegyes, mélyfúrás.

2. *Ásványvizekben felboborékoló gázok:*

Budapest, Széchényi-fürdő, Szt. István-forrás.
Székesfehérvár, mélyfúrás, a kút felső részéből vett minta.
Székesfehérvár, Árpád-fürdő.
Moha, Ágnes-forrás.
Bodajk-fürdő.
Balatonfüred, Elmond-kút.
Mezőkövesd, mélyfúrás.

Az elemzési eredmények az alábbi táblázatból láthatók:

Lelőhely	A megvizsgált gáz mennyisége cm³-ben	Hélium %	Neon %	Argon %	Szénhidrogének %	CO_2 %	O_2 %	N_2 %
Székesfehérvár, mélyfurás 820.5 m-ből (Fejér vm.)	1., 7·2	1·51	$9{\cdot}45.10^{-4}$	0·49				
	2., 31·9	1·54	$9{\cdot}45.10^{-4}$	0·49				
	3., 62·1	1·54	$9{\cdot}84.10^{-4}$	0·51				
	középérték:	1·54	$9{\cdot}58.10^{-4}$	0·50	29·7	0·0	1·0	67·3
Lispe, B3-as furás (Zala vm.)	1., 114·2	0·00248	$3{\cdot}34.10^{-5}$	0·0173				
	2., 84·9	0·00258	$3{\cdot}26.10^{-5}$	0·0169				
	középérték:	0·00253	$3{\cdot}28.10^{-5}$	0·0171				
Mihályi, mélyfurás (Sopron vm.)	1., 22·1	0·00253	$4{\cdot}25.10^{-5}$	0·0220				
	2., 22·5	0·00237	$4{\cdot}25.10^{-5}$	0·0220				
	3., 31·5	0·00232	$5{\cdot}36.10^{-5}$	0·0278				
	4., 11·9	0·00217	$5{\cdot}13.10^{-5}$	0·0266				
	5., 218·0	0·00231	$4{\cdot}88.10^{-5}$	0·0253				
	középérték:	0·00234	$4{\cdot}77.10^{-5}$	0·0247		95·6		
Kaba, községi fürdő gáza (Hajdú vm.)	1., 81·0	0·00678	$4{\cdot}1.10^{-4}$	0·213				
	2., 37·8	0·00695	$4{\cdot}1.10^{-4}$	0·210				
	középérték:	0·00687	$4{\cdot}1.10^{-4}$	0·212	94·2	0·8	0·1	4·7
Hajdúszoboszló, 2032 m-es furás (Hajdú vm.)	1., 39·9	0·00918	$8{\cdot}3.10^{-5}$	0·0434				
	2., 67·0	0·00897	$8{\cdot}3.10^{-5}$	0·0431				
	középérték:	0·00908	$8{\cdot}3.10^{-5}$	0·0433		6·6		
Orosháza, Diana fürdő (Békés vm.)	1., 31·9	0·00443	$6{\cdot}08.10^{-4}$	0·315				
	2.. 65·4	0·00405	$6{\cdot}54.10^{-4}$	0·339				
	3., 30·7	0·00426	$6{\cdot}17.10^{-4}$	0·320				
	középérték:	0·00425	$6{\cdot}26.10^{-4}$	0·325	86·0	1·4	0·1	14.2

Lelőhely	A megvizsgált gáz mennyisége cm³-ben	Hélium %	Neon %	Argon %	Szénhidrogének %	CO_2 %	O_2 %	N_2 %
Békés, Asztalos István-utca (Békés vm.)	1., 31·5	0·00309	$2{\cdot}20.10^{-4}$	0·114				
	2., 44·8	0·00276	$2{\cdot}54.10^{-4}$	0·132				
	középérték:	0·00297	$2{\cdot}37.10^{-4}$	0·123				
Mezőhegyes, Piac-tér (Csanád-Arad-Torontál vm.)	1., 29·4	0·00366	$3{\cdot}82.10^{-4}$	0·198				
	2., 35·3	0·00363	$3{\cdot}49.10^{-4}$	0·181				
	középérték:	0·00365	$3{\cdot}64.10^{-4}$	0·189	93·8	0 6	0·5	4.0
Budapest, Széchenyi fürdő, Szent István forrás	1., 92·2	0·0270	$1{\cdot}34.10^{-3}$	0·715				
	2., 72·3	0·0265	$1{\cdot}39.10^{-3}$	0·722				
	3., 75·9	0·0272	$1{\cdot}36.10^{-3}$	0·699				
	4., 128·4	0·0261	$1{\cdot}31.10^{-3}$	0·691				
	középérték:	0·0267	$1{\cdot}35.10^{-3}$	0·706		55·9		
Székesfehérvár, mélyfurás, felszínről, (Fejér vm.)	1., 43·1	0·0123	$1{\cdot}4\ .10^{-4}$	0·0715				
	2., 24·7	0·0117	$1{\cdot}5\ .10^{-4}$	0·0792				
	középérték:	0·0120	$1{\cdot}5\ .10^{-4}$	0·0754		94·5		
Székesfehérvár, Árpád fürdő (Fejér vm.)	1., 27·3	0·0085	$1{\cdot}4\ .10^{-4}$	0·0720				
	2., 46·7	0·0084	$1{\cdot}3\ .10^{-4}$	0·0682				
	középérték:	0·0085	$1{\cdot}35.10^{-4}$	0·0701		94·5		
Moha, Ágnes forrás (Fejér vm.)	1., 37·7	0·0115*						
	2., 62·6	0·0116*						
	középérték:	0·0116*						
Bodajk, (Fejér vm.)	1., 38·3	0·0074*						
	2., 85·4	0·0076*						
	középérték:	0·0075*						
Balatonfüred, Elmond-féle kút (Zala vm.)	1., 75·6	0·0134	$3{\cdot}87.10^{-4}$	0·2007				
	2., 67·6	0·0141	$3{\cdot}95.10^{-4}$	0·2040				
	középérték:	0·0137	$3{\cdot}91.10^{-4}$	0·2023		76·4		
Mezőkövesd, mélyfurás (Borsod-Gömör-Kishont vm.)	1., 26·7	0·00537	$1{\cdot}49.10^{-4}$	0·0775				
	2., 24·7	0·00508	$1{\cdot}49.10^{-4}$	0·0776				
	3., 46·7	0·00538	$1{\cdot}49.10^{-4}$	0·0776				
	középérték:	0·00528	$1{\cdot}49.10^{-4}$	0·0776	1·1	88·2		10·0

* Hélium és Neon összege.

Ezekből az adatokból kitűnik, hogy a székesfehérvári mélyfúrást kivéve, amelynek gázában 1.5% He-ot találtunk, a vizsgálatnak alávetett összes többi gázok He-tartalma 0.03% alatt van. Ez azzal magyarázható, hogy egyedül a székesfehérvári fúrás mélyül paleozoós kőzetekbe, míg a többi gázminta jóval fiatalabb képződményekből származik. Meg kell jegyeznünk, hogy a székesfehérvári mélyfúrás felső részéről vett CO_2-tartalmú gázhoz csak kis mértékben keveredhetett olyan gáz, amely a mélyből származik; egyrészt azért, mert a mélyből eredő gáz felszállását a nagy vízoszlop-nyomás megnehezíti, másrészt a kút vízhozamának növelése érdekében a felszínhez közel szokásos módon felhasított csövekbe szénsav tartalmú víz áramlik és a felfogott gázminta túlnyomó részét ez a felszínről származó gáz képezte. Az a körülmény, hogy a mélyfúrás felszínéről vett gázminta héliumtartalma 0.012%, viszont a székesfehérvári Árpád-fürdő szénsavgázában csak 0.008% héliumot találtunk, arra enged következtetni, hogy fúrás mélyéből is kismennyiségű hélium a felszínre jut. Székesfehérvár szomszédságából a mohai Ágnes-forrásból, valamint kissé távolabb, Bodajkról begyüjtött gázminták héliumtartalma fokozatosan csökken. A 820.50 m mélyből vett gáz 1.5% héliumtartalma megegyezik az északamerikai carbonkorú szénhidrogén típusú gázok héliumtartalmával. Magyarország harmadkori és annál fiatalabb kőzeteiből és üledékeiből fakadó gázok héliumtartalma a világ legkülönbözőbb helyeiről vett hasonló korú gázminták héliumtartalmától nem különbözik.

Vizsgálataink megerősítik azt, hogy héliumot csak olyan gázokból várhatunk, amelyek középkorú, vagy annál is régibb képződményekből erednek. A gázok összetétele és hélium tartalmuk között egy általános, mindenesetben érvényben maradó összefüggés nem állapítható meg. Az a körülmény, hogy a székesfehérvári mélyfúrásnak 820.5 m talpállásnál vett gáza 30% methánt tartalmaz, *Chlopin* kiöblítési elméletét erősíti meg, amelynek értelmében az ókori kőzetekben felgyűlemlett héliumot a methán vonta volna ki, éppen úgy, amint azt összehasonlíthatatlanul nagyobb mértékben az északamerikai héliumtelepeknél feltételezzük. (Chlopin, C. R. Acad. Sci. U. R. S. S. 3, 1934).

A székesfehérvári paleozoikum héliumtartalmának geológiai szempontból való további kutatása indokolt annál is inkább, mert e fontos lelőhelyről a fúrás tehnikai körülményei miatt csak egyetlen egy minta állott rendelkezésünkre.

Jelen dolgozat a m. kir. Földtani Intézet színképanalitikai laboratóriumában készült. (Igazgató: dr. Lóczy Lajos egyetemi ny. r. tanár.)

Zusammenfassung des Inhaltes.

Im Auftrage des Direktors der Kgl. Ung. Geol. Inst., Prof. L. v. *Lóczy* jun. wurden mehrere Gasquellen Rumpfungarns auf ihren Heliumgehalt untersucht. Die Untersuchungsergebnisse sind in der beigefügten Tabelle zusammengestellt.

Als Analysen Methode wurde die von *Paneth, Gehlen* und *Peters* besonders für Erdgas ausgearbeitete He-Bestimmungs-Methode angewendet. Die Apparatur, welche nur in belanglosen Kleinigkeiten von der *Panet*'schen abweicht, ist aus der beigefügten Zeichnung ersichtlich. Der Analysengang und spektroskopische Kontrollierung wurde im Text kurz beschrieben.

Der Heliumgehalt der untersuchten Gase bewegt sich, mit einer einzigen Ausnahme, zwischen den Werten 0.00234—0.0267 Vol. %. Das ist im guten Zusammenhang mit den aus den Gasquellen von Egbell und Kissármás schon bekannten Heliumanalysen: Egbell 0.0053%, Kissármás 0.0014%.

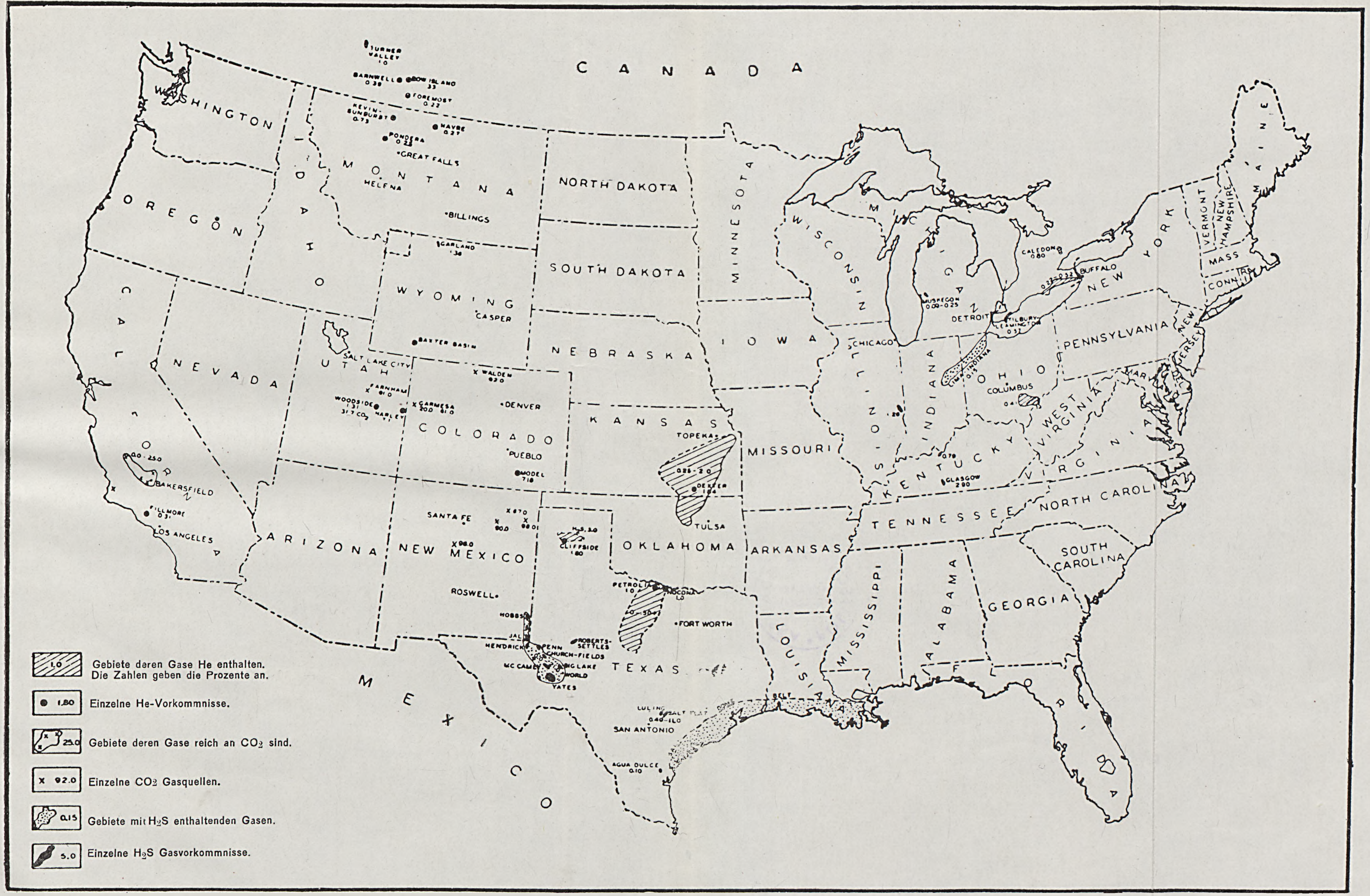
Die verhältnismässig niedrigen He-Werte aus der ungarischen Tiefebene (Alföld) sprechen dafür, dass die Gase nicht aus älteren Schichten entstammen können. Das ist auch der Fall bei der in den Säuerlingen von Balatonfüred vorkommende Kohlensäure.

Der He-Gehalt dieses Gases bekräftigt auch die von Prof. *Lóczy* jun. verfochtene Annahme, dass die Kohlensäure mit dem jungen Postvulkanismus in Tihany in Verbindung zu bringen sei. Der ziemlich hohe Heliumgehalt des Gazes aus der Bohrung von Székesfehérvár (820.5 m) ist wohl dadurch zu erklären, dass dieser aus granitischen Schichten aus dem Carbon durch Methanausspühlung entstanden ist.

Literatur.

[1] Allison F.: Journ. Amer. Chem. Soc. **54**, 613.
[2] Bandat, Horst: Intern. Z. f. Bohrtechnik usw. 1929, **47**, Nr. 3, S. 17.
[3] Bishop, E. R.: Phys. Rev. **2**, 43, S. 38.
[4] Born, H. J.: Naturwissenschaften, 1936, **24**, 73.
[5] Brunowsky: Ref.: Chem. Zbl. 1937, I, 3814.
[6] Brunowsky: Ref.: Chem. Zbl. 1938, I, 1559.
[7] Burkser, Kopustin, Kondugorow C. R. Moscow (Doklady) 1937, **15**, 193.
[8] Chlopin V., Herling E., Joffé E.: C. R. l'Acad. Sci. U. S. S. R, 1934, III, 125
[9] Chlopin V., C. R. de l'Acad. Sci U. S. S. R. 1934, **3**, 373.
[10] Cotner V., Crum H. E., in Geol. Nat. Gas, London, Th. Murby, 1935.
[11] Damianovits H. Ref. Chem. Zbl. 1939, II, 3679.
[12] Dorbin C. E.: in Geology of Natural Gas, London, Th. Murby, 1935, S. 1053.
[13] Evans R. D.: Ref.: Chem. Zbl. 1939, I, 616.
[14] Glückauf E., Paneth, F. A.: Proc. Roy. Soc. London, 1938, **165**, 229.
[15] Guében G.: Ann. Soc. Sci Bruxelles, Ser. B. **53**, S. 115.
[16] Hahn O.: Sitzungsber. Preuss. Akad. Wiss. Berlin, 1932, 2.
[17] Hoffmann K.: Oelpolitik, Berlin, Ring Verlag, 1927, S. 22.
[18] Jeans J. A.: „Dynamical Theory of Gases“ 4. Aufl. Cambridge 1925, S. 342.
[19] Crejci—Graf K.: Petroleum, 1932, **28**, Nr 14, S. 12.
[20] Lind S. C. Nature, 1931, S. 317, 813.
[21] Lind S. C. and Berdwell: Journ. Amer. Chem. Soc. pp. 48, 1556, 1575, 2335, (1926).
[22] Mouren Ch. et Lepape A.: C. r. 1941, **158**, S. 598.
[23] Mouren Ch. et Lepape A.: Ann. d. Mines, 1914, S. 339.
[24] Paneth F. A.: Quart. Journ. Roy. Meteorological Soc. **63**, 433, (1937).
[25] Paneth F. A. and Glückauf E.: „Nature“ 136, 1935.
[26] Paneth F. und Peters K.: Zs. Phys. Ch. A, **1**, 188, 1928.
[27] Piutti A.: Radium **7**, 146, 1910; **8**, 13, 1911.
[28] Rabinovitsch E.: in Abegg's Handbuch d. Anorg. Chem.: Die Edelgase, S. 70
[29] Rabinovitsch E.: in Abegg's Handbuch d. Anorg. Chem: Die Edelgase, S. 39.
[30] Rayleigh lord: Proc. Roy, Soc. London, **156**, A. (1936).
[31] Remy Gemeté: Bull Soc. Chim. France, **4**, 53, 140, 1933.
[32] Rietzler W.: Einführung in die Kernphysik, Leipzig, S. 167.
[33] Rogers G. S., U. S. Geol. Survey Prof. Paper 121 (1921), S. 85.
[34] Shaw Eugen W.: in Geol of. Nat. Gas, London, Murby, S. 1016.
[35] Seibel C. W. and Kennedy H. S.: Min. Yearbook, U. S. Dep. Inter. Bur. of Min. 1934, S. 757.
[36] Strutt R. J.: Proc. Roy. Soc. London [A] **81**, 272. 1908; **83**, 96, 298, 1909; **84**, 194, 1910.
[37] Strutt R. J.: Proc. Roy. Soc. [A] **80**, 56, 572, 1907.
[38] Urry W. D.: Journ. Amer. Chem. Soc. **55**, 3242, (1933).
[39] Vendl A.: Földtani Közlöny, **65**, 1935, S. 64.
[40] Vernadsky W.: Les problèmes de la Radiogéologie, Paris, Hermann, 1935, S. 39.
[41] Wager R.: Kali, Verwandte Salze und Erdöl, 1938, S. 201.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII



CANADA
MEXICO
WASHINGTON
OREGON
CALIFORNIA
NEVADA
IDAHO
MONTANA
WYOMING
UTAH
COLORADO
ARIZONA
NEW MEXICO
NORTH DAKOTA
SOUTH DAKOTA
NEBRASKA
KANSAS
OKLAHOMA
TEXAS
MINNESOTA
IOWA
MISSOURI
ARKANSAS
LOUISIANA
WISCONSIN
ILLINOIS
MICHIGAN
INDIANA
OHIO
KENTUCKY
TENNESSEE
MISSISSIPPI
ALABAMA
GEORGIA
FLORIDA
SOUTH CAROLINA
NORTH CAROLINA
VIRGINIA
WEST VIRGINIA
PENNSYLVANIA
NEW YORK
VERMONT
NEW HAMPSHIRE
MAINE
MASS
CONN
NEW JERSEY
TURNER VALLEY 1.0
BARNWELL 0.36
BOW ISLAND
FOREMOST 0.22
BILLINGS
CASPER
SALT LAKE CITY
DENVER
PUEBLO
BAKERSFIELD
LOS ANGELES
SANTA FE
ROSWELL
CLIFFSIDE 1.80
TOPEKA
TULSA
FORT WORTH
SAN ANTONIO
CHICAGO
DETROIT
BUFFALO
COLUMBUS
GLASGOW 2.90
1.0 Gebiete deren Gase He enthalten. Die Zahlen geben die Prozente an.
1.80 Einzelne He-Vorkommnisse.
25.0 Gebiete deren Gase reich an CO2 sind.
X 92.0 Einzelne CO2 Gasquellen.
0.15 Gebiete mit H2S enthaltenden Gasen.
5.0 Einzelne H2S Gasvorkommnisse.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGJI

ANNALES INSTITUTI REGII HUNGARICI GEOLOGICI

A MAGYAR KIRÁLYI FÖLDTANI INTÉZET
ÉVKÖNYVE
XXXV. KÖTET, 5. FÜZET

FOSSZILIS HALMARADVÁNYOK AZ ERDÉLYI KOVÁSZNA ÉS KOMMANDÓ KÖRNYÉKÉRŐL

ÍRTA:
BÖHM BOLESLAW Dr.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGJI

(I—IV. TÁBLÁVAL)

A MAGYAR KIRÁLYI FÖLDMÍVELÉSÜGYI MINISZTÉRIUM FENNHATÓSÁGA ALATT ÁLLÓ
M. KIR. FÖLDTANI INTÉZET KIADÁSA

MITTEILUNGEN
AUS DEM JAHRBUCH DER KGL. UNGAR. GEOLOG. ANSTALT
BAND XXXV., HEFT 5.

DIE FOSSILEN FISCHE VON KOVÁSZNA UND KOMMANDO IN SIEBENBÜRGEN

von Dr. BOLESLAW BÖHM

(MIT TAFEL I—IV.)

HERAUSGEGEBEN VON DER DEM KGL. UNG. ACKERBAUMINISTERIUM UNTERSTEHENDEN
KÖNIGLICH UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT

BUDAPEST, 1941.
ATTILA-NYOMDA RT. BUDAPEST, II., SZÁSZ KÁROLY-UTCA 3—5.

Wpisano do inwentarza
ZAKŁADU GEOLOGJI
Dział B Nr. 167
Dnia 20. II 1947

A közlemény tartalmáért és fogalmazásáért a szerző felelős.

*

Für Inhalt und Form der Mitteilung ist der Autor verantwortlich.

10320 Attila-nyomda részvénytársaság Budapest
II. kerület, Szász Károly-utca 3—5. — Telefon: *150—080.
Igazgató: KULCSÁR ANDOR.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGJI

Fosszilis halmaradványok az erdélyi Kovászna és Kommandó környékéről.

Irta: Böhm Boleslaw dr.

A munkában tárgyalt halmaradványok a háromszék-megyei Kovászna és Kommandó községek területéről származnak. Ezek a helyek a Délkeleti-Kárpátokban, a Berecki-hegység nyugati szegélyén települnek.

A lelőhelyekről Kulhay Gyula dr. geológustól, (M. kir. Földtani Intézet tagja) aki a halakat Bányai János igazgató tanárral gyüjtötte, a következő adatokat kaptam.

A halmaradványok Kovászna községtől K-re, Vajnafalva utolsó házaival szemközt a Kovászna patak mindkét partjának arról a részéről származnak, ahol a Nagy János féle vízzárógát van. A második lelőhely ettől kb. 2 kilométerre a Miskei-patak középső szakaszán, végül a harmadik előfordulás Kommandó községtől északra a Nagybaszka-patak völgyében van, ahol a lenyomatokat Bányay János találta.

Kulhay szerint (1941) a Kovászna és Kommandó között elterülő flis feketepalákból áll. A feketepalák közé tetemes vastagságú homokkövek és szferosziderit padok települnek. Nyugat felé a flis alábukik a Háromszéki-medence pliocén rétegei alá.

Fr. v. Hauer (1860, 1861, 1863), B. Cotta (1861), Fr. Herbich (1878) és C. M. Paul-E. Tietze a fekete pala összletet a *neokomba* sorozták, G. Macovei és I. Athanasiu (1927) pedig a *barrém*-be helyezik.

A hallenyomatos feketepalák kőzettanilag azonosak a galiciai-

romániai menilitpalákkal és KULHAY szerint is a kovásznai és kommandói feketepalák valódi menilitpalák.

Az alapos paleontológiai vizsgálatok szerint a kovásznai és kommandói halfaunához a következő fajok tartoznak: *Odontaspis* sp., *Clupea longimana* HECK., *Cl. aff. arcuata* KNER., *Cl. sardinites* HECK., *Cybium lingulatum* v. M., *Sarda* sp., *Gymnosarda* sp., *Amphisile heinrichi* HECK., *Lates sp.*, *Leuciscus carpathicus* n. sp., *Lepidopus hungaricus* n. sp., *L. glarisianus* BLAINV.

1. Az egész halfauna a *Leuciscus* nem kivételével tisztán tengeri és trópikus-szubtrópikus jellegű.

2. Életterüket tekintve partmenti jellegűek.

3. A fajtákat más, eddig leírt faunatársasággal összehasonlítva, feltűnő megegyezést találunk Magyarország más, ismert faunáival (WEILER 1933, 1938), ugyanis több, mint 50%-a megtalálható a magyarországi középső oligocénben. Hasonló a megegyezés a németországi középső-oligocén halfaunákkal (WEILER 1922, 1928, 1932) is. Rokon vonatkozásban van a kaukázusi halmaradványokkal is (SMIRNOW 1932).

A kovásznai és kommandói palák nemcsak kőzettanilag, hanem őslénytanilag is megfelelnek a menilitpalánknak és a *lattorfi*, esetleg az alsó *rupéli* emeletbe sorozhatók.

Die Fossilen Fische von Kovászna und Kommandó in Siebenbürgen.

Von Dr. Boleslaw Böhm.

Einleitung.

Über die Fischreste aus dem Karpathen-Oligozän sind bereits folgende Arbeiten erschienen: Heckel 1849, Kramberger 1879, Cosmovici 1887, Priem 1889, Simionescu 1904/5, Rychlicki 1909, Bosniacki 1911, Leidenfrost 1918, Weiler 1928, Böhm 1927/28[1], 1929, und Pauca 1929, 1930, 1931, 1932, 1934. Von verschiedenen Ortschaften der Karpathen wurden bisher, als gut beschriebene[2], folgende Arten und Familien bekannt:

Squalodontidae:
Squalodon sp.

Carcharidae:
Odontaspis cuspidata Ag.

Cyprinidae:
Leuciscus polysarcus Kramb.
Leuciscus moravicus Pauca.
Nemachius musceli Pauca.
Barbus sp.
Scardinius sp.

Paleorhynchidae:
Paleorhynchus zitteli Kramb.
Paleorhynchus cfr. zitteli Kramb.

Trichiuridae:
Lepidopus caudatus Euphr.
Lepidopus glarisianus Blainv.

Scorpenidae:
Scorpenoides popovicii Priem.

---

[1] Diese meine Arbeit *„Die fossilen Fische aus dem Karpathen Tertiär I. und II. Teil"*, in der mehr als 80 Arten und 23 Familien behandelt wurden, konnte bisher, wegen finanziellen Schwierigkeiten nicht erschienen. Das aus 17 verschiedenen Ortschaften der galizianischen Karpathen stammende Fischmaterial, befindet sich teilweise in meinen privat Sammlungen, teilweise in den Sammlungen des Paläontologischen Instituts der Universitet zu Lwow und im Dzieduszycki Muzeum in Lwow.

[2] Siehe Pauca 1934.

CLUPEIDAE:
- *Clupea longimana* HECK.
- *Clupea sardinites* HECK.
- *Clupea voinovi* PAUCA.
- *Alosa sculptata* WEILER.
- *Alosa* sp.
- *Entrumeus* sp.

MURENIDAE:
- *Eomyrus ventralis* AG.

FISTULARIDAE:
- *Fistularia longirostris* BLAINV.

CENTRISCIDAE:
- *Amphisile heinrichi* HECK.

SYGNATHIDAE:
- *Sygnatus incompletus* COSM.

CARANGIDAE:
- *Caranx petrodavae* SIM.
- *Caranx macoveii* PAUCA.

CHETODONTIDAE:
- *Apostasis rzehaki* PAUCA.

ZEOMORPHIDAE:
- *Capros radobojanus* KRAMB.
- *Capros longirostris* KRAMB.

SCOMBRIDAE:
- *Scomber voitesti* PAUCA.
- *Scomber* sp.
- *Thynnus albui* SIM.
- *Thynnus krambergeri* PAUCA.

PERCIDAE:
- *Krambergeria lanceolata* SIM.
- *Smerdis microcanthus* AG.
- *Propercarina rebeli* PAUCA.
- *Propercarina pietschmanni* PAUCA.
- *Labrax* sp.

GADIDAE:
- *Nemopteryx leptosomus* KRAMB.
- *Nemopteryx elongatus* KRAMB.
- *Nemopteryx athanasiui* PAUCA.
- *Brotula longipinnata* KRAMB.
- *Merlucius baszkensis* KRAMB.
- *Merlucius latus* KRAMB.

OSTRACIONTIDAE:
- *Ostracion* sp.

STOMIATIDAE:
- *Mrazetia mrazeci* PAUCA.

NOTACANTHIDAE:
- *Pronotocanthus sahel almae* DAVIS.

AMMODYTINAE:
- *Ammodytes antipai* PAUCA.

SERRANIDAE:
- *Properca sabbai* PAUCA
- *Serranus simionescu* PAUCA.
- *Serranus budensis* HECKEL.

SOLEIDAE:
- *Rhombus stomatini* PAUCA.

PORTUNIDAE:
- *Portunus oligocenicus* PAUCA.

Das von mir bearbeitete Fischmaterial, stammt aus den siebenbürgischen Karpathen von Kovászna und Kommandó, welche Ortschaften sich im Komitat Háromszék, etwa 35 km östlich von Szepsiszentgyörgy befinden.

Über die Fundstellen von Kovászna und Kommandó habe ich von Herrn Geologen DR. J. KULHAY (Kgl. Ung. Geol. Anstalt, Budapest), der zusammen mit Herrn J. BÁNYAI dieses Material im Herbst 1940 geborgen hat, folgende Angaben erhalten:

Die Fischabdrücke führenden Schiefer kommen vor: *a)* an beiden Ufern des Kovászna Baches, etwa 150 m unterhalb des Nagy János Dammes, *b)* im mittleren Abschnitt des Miskey Tales, und *c)* nördlich von Kommandó im Baska Bach. Die Fischabdrücke befinden sich ausserdem auch an anderen Orten dieser Gegend, das sehr hügelig und an kleinen Flüssen und Bächen reich ist.

Zwischen Kovászna und Kommandó haben wir es in SW-NO Richtung mit die Flyschzone zu tun, die aus mächtigen Komplexen schwarzer Schiefern mit Sandstein-Zwischenlagerungen besteht. Im Westen ist diese Zone intensiv gefaltet (die Schichten fallen hier steil gegen NO ein) und mit jüngeren Pliozän Schichten auf einige km bedeckt. Im Osten dagegen herrscht mehr-weniger regelmässiger Faltenbau.

Nach B. Herbich (1878) und älteren Autoren, wie Fr. Hauer (1860/1, 1863), C. M. Paul und P. Tietze (1879) und B. Cotta (1861) entschprechen diese schwarzen Schiefern dem *Neokom*, nach G. I. Macovei und I. Athanasiu (1927) gehören sie ins *Barremien*.

Das von mir untersuchte Fischabdrücke führende Gestein ist teils ein dunkelgrauer, weicher, toniger, stark bituminöser, blätteriger Schiefer, dessen Flächen kleine weise Gipsrosetten und gelbe Eisensulfatausblühungen zeigen, teils grauer, harter, tonig-mergeliger, weniger bituminöser, aus 2—3 cm mächtigen Platten bestehendes Gestein.

Dieses Gestein entspricht petrographisch in jeder Hinsicht den galizianisch-rumänischen *Menilitschiefern*. Die blätterigen Schiefern bilden die eigentliche Menilitformation (III. Stufe der Verf.[1]), die tonig-mergeligen Schiefern die Basis dieser Formation (II. Stufe der Verf.[2]).

Auch nach Kulhay's[3] Untersuchungen, gehören die Schichten von Kovászna und Kommandó der Menilitformation an.

Für die freundliche Überlassung, des in der nachstehenden Abhandlung beschriebenen Fischmateriales, sowie für das weitgehende Entgegenkommen, betreffs der geologischen Verhältnissen des Fundortes, spreche ich an dieser Stelle der Direktion der Kgl. Ung. Geol. Anstalt, insbesonders Herrn Dir. Dr. L. von Lóczy und Herrn Kollegen Dr J. Kulhay meinen verbindlichsten Dank aus.

PLAGIOSTOMI.

FAMILIE CARCHARIDAE

Gattung: ODONTASPIS Ag.

Odontaspis sp.

Taf. I. Fig. 1, Taf. II. Fig. 3.

Von dieser Gattung liegt eine Doppelplatte mit dem Abdruck eines einzigen Seitenzahnes vor.

---

1 Siehe Böhm 1929.

2 Loc. cit.

3 Siehe Kulhay 1941.

Der Wurzelteil des Zahnes besitzt eine Breite von 28 mm und eine Höhe von 7—8 mm. Die Wurzelmitte ist ziemlich tief ausgeschnitten und 9 mm hoch. Die beiden Äste sind abgerundet und liegen weit auseinander.

Von der Krone ist nur der Basisteil erhalten. Ihre Aussenseite ist flach, die Innenseite concav gestaltet. Die Spitze und die Ränder der Krone sind nicht auszunehmen.

Vorliegendes Exemplar weist eine grosse Ähnlichkeit mit *O. cuspidata* (Agassiz 1833—45, Leriche 1910, Pauca 1934) auf. Der unvollständige Erhaltungszustand der Krone, gestattet jedoch kein sicheres Urteil.

TELEOSTEI.

FAMILIE CLUPEIDAE

Gattung: CLUPEA L.

Clupea longimana Heck.

Taf. I. Fig. 2.

Von dieser Art sind zwei vollständig erhaltene Exemplare, mehrere Bruchstücke des Achsenskelettes, weiter isolierte Köpfe, die verschiedenen Alterstadien angehören, vorhanden.

Der Erhaltungszustand der Köpfe ist meistens ein guter, so dass man die einzelnen Teilen des Kopfes leicht erkennen kann. Der Kopf ist hoch, vorne einwenig zugespitzt und ung. viermal in der Körperlänge erhalten. Die Augenhöhlen sind mässig gross und hoch gelegen. Der Mund nicht tief gespalten, und aus zahnlosen Kiefern bestehend. Der Unterkiefer ragt etwas vor. Unter den Schädelknochen sind noch die schmächtigen Praemaxillae, dahinter die den oberen Rand des Maules bilden den unten verbreiteten Maxillae, die Supramaxillae, das kleine Quadratum und das längliche Pterygoideum zu erkennen. Der Kiemendeckel zeigt ein fast rechteckiges Operculum, dessen Hinterrand ein wenig abgerundet ist. Seine Oberfläche ist mit sehr schwach ausgebildeten parallel laufenden Wellenfurchen versehen. Das Praeoperculum ist glattrandig. Die übrigen Kiemendeckel-Knochen zeigen nichts besonderes.

Die Wirbelsäule besteht aus 40—42 Wirbeln, von denen 20 dem Kaudalabschnitt angehören. Ihre Dornfortsätze sind kurz und nach hinten umgebogen. Die Rippen reichen bis zum Bauchrand.

Die Rückenflosse liegt in der Mitte des Körpers, ung. über dem 16—17 Wirbel, und enthält 16—18 Strahlen. Die tief eingeschnittene

Schwanzflosse, die bei drei anderen Bruchstücken vollständig erhalten ist, besteht aus 5—6 Nebenstrahlen, und 10—12 Hauptstrahlen. Die ziemlich langen Brustflossen sitzen vor dem Hinterrand des Operculums, und enthalten ung. 17—20 Strahlen.

Die After- und Bauchlossen fehlen überall.

Die beschriebenen Überreste stimmen in allen Merkmalen mit *Clupea longimana* (LERICHE 1927, PAUCA 1930, 1934, WEILER 1928, 1932, 1933) überein.

Diese Art ist einer der häufigsten Fische in den Menilitschiefer der Karpathen (BÖHM 1929, PAUCA 1934). Sie kommt dort zusammen mit *Lepidopus*-Arten in solchen Mengen vor, dass fast jede Menilitplatte Schuppen, oder einige Exemplare birgt.

Sie ist auch aus dem Septarienton des Oberheingebietes (WEILER 1928, 1931), aus der Unteren Meeresmolasse Oberbayerns (WEILER 1932), aus dem Kisceller Ton und Eger Ungarns (WEILER 1933) und aus dem Kaukasus (SMIRNOW 1932) bekannt.

Clupea aff. arcuata KNER.

Taf. I. Fig. 5.

Ein einziger Abdruck, dem die Schwanzflosse fehlt.

Der Körper dieses Fisches ist spindelförmig, langgestreckt und erreicht eine Länge (ohne Schwanzflosse) von 72 mm. Der Kopf ist nach oben und der Schwanzabschnitt nach unten abgeknickt.

Der Kopf ist ein wenig niedriger als der übrige Körper, endet vorne spitz, und erreicht die Länge von 20 mm. Seine Höhe ist 3.6 mal in der Körperlänge erhalten. Von den Schädelknochen sind das Frontale, die Maxilla die Supramaxillae, das Dentale (das nicht hervorspringt), das kleine Quadratum und das Praeoperculum gut zu erkennen. Letzterer Knochen ist in seiner Mitte verbreitert und mit Radien versehen. Die Orbita ist mässig gross und hoch gelegen.

Die Wirbelsäule besteht aus 40, und zwar aus 26 Abdominal- und 14 Caudalwirbeln. Ihre Gesamtzahl ist jedoch grösser, wahrscheindlich 44—45, da die letzten Wirbeln des Schwanzabschnittes fehlen.

Die Rückenflosse liegt genau über dem 14 Abdominal Wirbel, und besteht aus 16—18 Strahlen.

Die Afterflosse liegt unter dem — von hintem gezählten-zehntem Wirbel, und setzt sich aus kurzen Strahlen zusammen. Ihre genaue Anzahl ist schwer festzustellen.

Die Bauchflossen werden aus 9 dünnen und kurzen Strahlen gebildet. Sie liegen unter dem 16—17 Rumpfwirbel, etwa mit 2—3 Wirbellängen hinter dem ersten Strahl der Dorsale.

Die Brustflossen sind etwas länger als die Bauchflossen und zeigen 14—15 Strahlen.

Die Rippen sind sehr dünn und reichen nahezu bis an die Bauchkante.

Die Schuppen fehlen.

In der Stellung der Dorsal- und Ventralflossen, sowie in der Form des Praeoperculums, stimmt die beschriebene Art am bessten mit *Clupea arcuata* (Woodward 1902, S. 154) überein. In Anbetracht der Unvollständigkeit unseres Fossils soll sie vorderhand nur als *Clupea aff. arcuata* bezeichnet werden.

Das durch Weiler (1933) bekannt gewordene Exemplar dieser Art aus dem Oligozän von Eger, zeigt in allen entscheidenden anatomischen Merkmalen eine sehr grosse Ähnlichkeit mit unserer Form.

Clupea arcuata wurde bis jetzt aus den Menilitschiefern der Karpathen nicht bekannt.

Clupea sardinites Heck.

Taf. II. Fig. 2.

Hierher gehört das Kopfskelett mit den Brustlossen eines älteren Individuums, und ein beschuptes Bruchstück des Schwanzabschnittes.

Der Kopf, zusammen mit dem Kiemendeckel, besitzt eine Länge von 6 cm, und eine Höhe von 2 cm. Seine Form ist stumpf, und die Spitze des Unterkiefers kaum hervorstehend. Das Maul geöffnet, das Auge mässig gross, liegt hoch in der Mitte des Kopfes. Von den Schädelknochen, lassen sich nur manche, und zwar die Praemaxilla, die Maxillae, das Dentale, das kleine Quadratum und einzelne Teile des Kiemendeckels erkennen.

Das Operculum ist abgerundet und an seiner Oberfläche fein gefurcht. Die untere Hälfte des Praeoperculums ist beinahe zweimal länger als die obere, senkrechte Hälfte. Ihr Winkel ist stumpf und mit einigen Furchen versehen. Unter dem Kiemendeckel sind noch drei, und zwar die hintersten Kiemenstrahlen, zu bemerken.

Die gut erhaltenen Brustflossen sitzen hinter dem Kiemendeckel, sind spitz und bestehen aus 14—15 kurzen Strahlen.

Die Schuppen, die an einen anderen Bruchstück gut zu erkennen

sind, erweisen sich gross, rund und sind mit 5 vertical verlaufenden Radien versehen.

Nach der Kopfform, sowie nach den Merkmalen der ausnehmbaren Knochen und der Schuppenstruktur, stimmen die behandelten Reste in ihren allgemeinen Umrissen mit der durch HECKEL (1849, Taf. 12) beschriebenen Art *Clupea sardinites* überein.

Diese Art ist in den Menilitschiefern der Karpathen nicht so häufig, als z. B. *Clupea longimana,* vertreten. Es gibt jedoch manche Ortschaften in den galizianischen Karpathen (Moderowka, Skopow, Pistyn u. a.) wo ganze Skelette dieses Fisches in grossen Mengen zu finden sind (BÖHM 1929).

Clupea sardinites wurde bisher aus dem Oligozän von Radoboj in Kroatien (HECKEL 1849, KRAMBERGER 1882), von Rumänien (HAUER und STACHE 1863, PAUCA 1929, 1934), von Galizien (BÖHM 1929), von Deutschland (Zotz 1928) und von Ungarn (WEILER 1933, 1938) beschrieben.

FAMILIE SCOMBRIDAE

Gattung: CYMBIUM Cuv.

Cybium lingulatum (v. M.)

Taf. I. Fig. 7 C und Taf. II. Fig. 1.

Von dieser Art liegen ein Doppelabdruck des bezahnten Dentale und ein, neben dem Unterkiefer von *L. glarisianus* (Taf. I. Fig. 7 C) isoliert gefundener Zahn vor.

Das Dentale stellt ein stumpfwinkliches Dreieck dar, das aus einem linken und rechten gut erhaltenem Ast besteht. Die Länge des Dentale beträgt 40 mm. Sein Oberrand ist mit einer Reihe von 14—15 schlanken, dreieckigen und zugespitzen Zähnen versehen. Die mittleren Zähne sind zweimal so gross als die seitlichen. Da alle Zähne nur als Abdruck erhalten sind, kann über die Struktur der Ränder nichts Sicheres gesagt werden.

Der isoliert gefundene Zahn (Taf. I. Fig. 7 C) ist 6 mm lang und an der Basis 3 mm breit. Er ist von schlanker, dreieckiger Form, seitlich komprimiert und mit scharfen Rändern versehen.

Auf Grund der Struktur der Zähne und der Form des Dentale, stimmen die vorliegenden Abdrücke mit der von LERICHE (1910) und WEILER (1922, 1928, 1932, 1933) beschriebenen und abgebildeten Art *Cybium lingulatum* überein.

Diese Art ist im Oligozän sehr häufig und weit verbreitet. Sie wurde bis jetzt aus dem Septarienton Belgiens, des Oberheingebietes, ferner aus dem Rupelton und aus dem Kisceller Ton bei Budapest bekannt.

In den Menilitschiefern der Karpathen wurde sie bisher nicht angetroffen.

Gattung: SARDA Cuv.

Sarda sp.

Taf. II. Fig. 5.

Der in Fig. 5. dargestellter Überrest des Achsenskelettes, stellt das Endstück der Wirbelsäule mit den letzten 7 Wirbeln und der Hypuralplatte vor.

Die ersten 3 Wirbeln sind etwas länger und kräftiger, und sie besitzen jederseits eine Längskante, die die obere Grube von der unteren trennt. Ihre Neuraldornen sind abgeplattet, und nach rückwärts umgeschlagen. Die Hämalbögen fehlen. Die letzten 3 Wirbel sind etwas niedriger und kürzer ausgebildet, und ohne Seitgruben. Ihre Dornen sind lang und werden nur zu Flossenstützen verwendet. Beim letzten, mit der Hypuralplatte verwachsenen Schwanzwirbel ist wahrscheinlich nur der Hämalbogen frei. Das Hypurale ist rhombisch, ziemlich hoch, und am Hinterrande ohne dem Einschnitt.

Über die Zugehörigkeit der beschriebenen Wirbelsäule zur Gattung *Sarda* besteht kein Zweifel. Sie stimmt in allen Merkmalen mit der von Leriche (1910, S. 321) und Weiler (1928, S. 24—25) beschriebenen *Sarda* (Pelamys) überein.

Gymnosarda sp.

Taf. I. Fig. 4., Taf. II. Fig. 4.

Diese Gattung ist bloss durch einen unvollständigen Schädelabdruck vertreten.

Alle Kopfknochen — ausser dem Dentale — sind in solchem Masse zertrümmert und noch dazu mit einer bituminösen Substanz bedeckt, dass ihre Form nicht deutlich zu entnehmen ist.

Das Dentale bildet einen stumpfen Winkel, und besitzt eine Länge von ung. 40 mm. Sein Oberrand ist mit einer Reihe von ung. 14—16 schlanckkonischen, in Querschnitt rundlichen, und an der

Spitze einwärts gekrümmten Zähnen versehen. Hinter dem Dentale ist noch der obere Teil des Articulare und ein kleines Stückchen des Quadratums vorhanden.

In der Praemaxilla, die vorn ebenfalls zugespitzt ist, kann man mit der Lupe einige Zähne, die der Form und der Grösse nach mit den unteren Zähnen gut übereinstimmen, erkennen.

Der beschriebene Überrest ist nach seiner Bezahnung der Gattung *Gymnosarda* zuzuweisen. Er weist mit der aus dem Kisceller Tegel, durch WEILER (1938, S. 19—20) beschriebenen neuen Art *Gymnosarda zsivnyi* eine grosse Ähnlichkeit auf.

FAMILIE CENTRISCIDAE

Gattung: AMPHISILE CUV.

Amphisile heinrichi HECK.

Taf. III. Fig. 4 a, b.

Es liegt ein unvollständig erhaltenes Doppelabdruck des Kopfes ohne den Endpartien der Kiefern vor.

Es handelt sich um ein jugendliches Exemplar (mittlerer Grösse), dessen Kopflänge — gemessen vom Hinterrand des Operculums, aber ohne den Kieferenden — ung. 25 mm, und eine Höhe von 7 mm beträgt.

Das Auge ist von ovaler Form, mässig gross, und liegt knapp unter dem Schädeldach. Das etwas vorn liegende Naseloch ist ebenfalls gross. Die Mundröhre reicht bis zum vorderen Augenrande. Von den beiden Kiefer sind nur die Teilen vor der Mundröhre zu bemerken.

Von den Kiemendeckelknochen ist nur das Operculum gut zu sehen, das abgerundet und an seiner Oberfläche gestreift ist. Mit Hilfe der Lupe kann eine für diese Art charakteristische Knochenstruktur beobachtet werden; und zwar vor dem Nasenloch schöne Längsfurchen, und hinter dem Auge feine Püntchen.

Das beschriebene Kopfskelett dieser Fischart stimmt völlig mit dem des von HECKEL (1849) beschriebenen *Amphisile heinrichi* überein.

Die Gattung Amphisile ist bisher fossil aus dem Monte-Bolca (AGASSIZ), aus dem Oligozän der Westkarpathen, und zwar von Krakowica (HECKEL 1849), von Bobrka und Lubatowka (BÖHM 1929), ferner aus dem Oligozän des Mainzer-Beckens (WEILER 1928), aus

dem Oligozän und Unteroligozän des Kaukasus (MICHAJLOWSKIJ 1903, SMIRNOW 1932) und aus dem Miozän der Halbinsel Apscheron (LEDNEW 1914) bekannt.

FAMILIE PERCIDAE

Gattung: LATES CUV.

Lates sp.

Taf. I. Fig. 3., Taf. III. Fig. 5.

Die Gattung Lates ist durch einen einzigen Abdruck vertreten. Leider, handelt es sich um ein derart unvollständigen Rest eines älteren Tieres, das eine artliche Bestimmung unmöglich macht. Dem Achsenskelett-Bruchstück fehlt fast der ganze Caudalabschnitt, und auch die vordere Bauchpartie ist abgebrochen.

Die Länge unseres Bruchstückes beträgt 14 cm, seine grösste Höhe ung. 3.5 cm. Der Kopf ist vorn zugespitzt und weit geöffnet. Wegen dem schlechten Erhaltungszustand können, ausser dem Auge Intermaxilla, Dentale, Frontale, und Occipitale superius, die übrigen Kopfknochen kaum in Betracht gezogen werden.

Die erhaltene Wirbelsäule besteht aus 22 Wirbeln, von denen 14—15 zum Rumpfabschnitt gehören. Die Wirbel sind stark. und länger als hoch. Die Dornforstätze sind ebenfalls stark, gebogen, und entspringen mit breiter Basis von der Mitte eines jeden Wirbels.

Von den Rippen sind bloss drei vorhanden: sie erweisen sich dünn und kurz.

Die Rückenflosse beginnt über dem 5—6-ten Bauchwirbel und besteht aus zwei Flossenteilen. Der vordere Flossenteil setzt sich aus 6—7 Stacheln, der hintere dagegen aus 10—11 weichen und geteilten Strahlen zusammen. Die ganze Rückenflosse stützt sich auf den gut entwickelten Flossenträger und weist eine Länge von 10—12 Wirbeln auf.

Von Ventralflosse sind nur einige Strahlen vorhanden, und zwar ein langer Stachel und 2—3 weiche Strahlen.

Der beschriebene Rest zeigt, trotz dem schlechten Erhaltunszustand, in seiner Körperform, im Bau und in der Stellung der Flossen die Zugehörigkeit zur Gattung *Lates*. Die grösste Ähnlichkeit weist er mit der durch KRAMBERGER (1902 S. 11) beschriebener und abgebildeter Art *Lates croaticus*, auf.

FAMILIE CYPRINIDAE

Gattung: LEUCISCUS AG. (KLEIN).

Leuciscus carpathicus BÖHM[1]

Taf. I. Fig. 6.

Von dieser Art liegt ein vollständig erhaltenes Doppelabdruck, dem nur die vordere Kopfhälfte fehlt, vor.

Der Körper dieses Fisches ist langgestreckt, und erreicht eine Länge (ohne vordere Kopfhälfte) von 56 mm, und eine Höhe von 6 mm.

Der Kopf (bei vollständig erhaltenen Exemplaren) ist 3.5 mal in der Körperlänge enthalten. Er ist ausserdem viel stärker als der Körper, und erreicht eine Höhe von 9—10 mm. Die hintere Kopfknochen sind samt dem Kiemendeckel — ausser dem Praeoperculum — derart schlecht erhalten, dass ihre Form kaum in Betracht gezogen werden.

Die Wirbelsäule setzt sich aus 48 Wirbeln zusammen, von denen 31 zum Rumpf- und 17 zum Schwanzabschnitte angehören. Die Wirbel sind $1^1/_2$ mal so lang als hoch, nur die letzten 5 sind quadratisch, oder etwas höher als lang. Die schlanken und sanft gebogenen Dornfortsätze entspringen von den Anfangsteil eines jeden Wirbels. Die letzten 2 Dornfortsätze dienen als Stütze der Caudalflosse.

Die Rückenflosse beginnt genau über dem 20 Rumpwirbel und besteht aus 18 Strahlen, von denen der erste ungeteilt, die übrigen gegliedert und verzweigt sind. Die Rückenstrahlen erreichen eine Länge von ung. 5—6 Wirbellängen.

Die Schwanzflosse ist lang und tief eingeschnitten. Sie setzt sich in jedem Flossenlappen aus 6 kurzen, ungeteilten Neben- und 12 langen, gegeliederten und verzweigten Hauptstrahlen zusammen. Die ganze Flosse stützt an die Hypuralplatten. Das Ende der Wirbelsäule ist gleich, wie bei *Tinca furcata* Agassiz (WEILER 1934, S. 8).

Die Afterflosse setzt sich aus 12 ungeteilten Strahlen, deren Länge 3—4 Wirbellängen ausmacht, zusammen. Sie ist breiter als hoch und reicht bis zum 9 letzten Caudalwirbel.

Unmittelbar unter dem ersten Dorsalstrahl, oder um 1/2 Wirbellängen nach vorn, beginnt die Ventralis. Sie besteht aus 9—10 geglie-

---

[1] Diese neue Art wurde schon in meiner Arbeit „*Die fossilen Fische aus dem Karpathen Tertiär* (1927, I. Teil) beschrieben.

derten und verzweigten Strahlen, vor denen sich noch 1 nur gegliederter Strahl befindet. Meistens ist er nicht erhalten. Die Ventralstrahlen sitzen an einem kräftigen Beckenknochen, und erreichen eine Länge von ung. 6 Rumpfwirbel.

Die hinter dem Kiemendeckel ziemlich tief liegenden Brustflossen, bestehen aus 18 kurzen Strahlen, von denen der erste ungegliedert ist.

Die Schuppen sind gross, rund und an ihrer Oberfläche mit koncentrischen Linien und radialen Furchen versehen.

Wie das die gut entwickelten Beckenknochen und die grossen Schuppen beweisen, gehört der beschriebene Fischabdruck zur Gattung *Leuciscus*.

Von den aus den Karpathen beschriebenen Arten, und zwar von *L. macrurus* von Stösschen in Siebenbürgen (Agassiz, Vol. V, pag. 30), *L. polysarcus* von Baszka, Monastersko, Skopow (Kramberger 1879, Rychlicki 1909, Böhm 1928) *L. moravicus* von Speitsch (Pauca 1932) unterscheidet sich die unsrige durch die Anzahl und Verteilung der Wirbel, der Stellung der Flossen (vorallem Ventralis) und durch die grössere Anzahl der Flossenstrahlen, recht deutlich.

Auf Grund eines so deutlichen Merkmales kann diese, und auch eine andere von mir bereits beschriebene Form, nur als eine neue Art angesprochen werden, für die ich den Namen *Leuciscus carpathicus* vorschlage.

Dieser kleiner Süss-wasserfisch ist in den galizianischen Karpathen, und zwar in Skopow und Monastersko sehr verbreitet. Er kommt dort neben *L. polysarcus* und *Clupea longimana* in den oberen Menilitschiefern häufig vor.

FAMILIE TRICHIURIDAE

Gattung: LEPIDOPUS Gouan.

Die Abdrücke von fossilen Lepidopus-Arten sind in den Menilitschiefern der Karpathen sehr häufig anzutreffen. Sie kommen dort besonders in den Basisteilen (II. und III. Stuffe der Verf.[1] und nach Pauca[2] untere Horizont) in solcher Menge vor, dass fast eine jede Platte einige solche Exemplare zeigt. Bisher wurden aus dem Kar-

---

[1] Böhm 1930.
[2] Pauca 1934.

pathen-Oligozän folgende sieben Lepidopus-Arten beschrieben: *L. dubius* (Heckel), *L. leptospondylus* (Heck.), *L. brevispondylus* (Heck.), *L. carpathicus* (Kramb.), *L. guilleaumei* (Leidenfr.), *L. caudatus* (Euph.), und *L. glarisianus* (Blainv.). Ausserdem auch viele Bruchstücke als Lepidopus sp.

1930 wurden die Originale der Heckelschen Lepidopus-Arten von PAUCA[1] nachgeprüft, und es hat sich ergeben, dass drei von HECKEL beschriebene Arten, ferner eine von KRAMBERGER und eine von LEIDENFROST aufgestellte Lepidopus-Art unhaltbar sind, indem sie nur verschiedene Alterstadien und Erhaltungszustände darstellen. Für das Karpathen-Oligozän sind nach PAUCA nur drei Arten bezeichnet, und zwar *L. glarisianus* (Blainv.), *L. brevicauda* (von Rath), und *L. caudatus* (Euphr.).

Nun waren aber zu jener Zeit, als PAUCA seine Abhandlung abfasste, aus den Karpathen keine vollständig erhaltene Lepidopus-Arten bekannt, und es handelte sich hauptsächlich nur um Bruchstücke der Wirbelsäule und des Kopfes.

In meinen Sammlungen, und auch in den Sammlugen des Dzieduszycki-Museums zu Lwow lagen drei vollständig erhaltene Exemplare dieser Gattung vor, von denen zwei der Art *L. dubius* (Heckel) entsprechen (mit drei Fangzähnen in der Praemaxilla, von denen der hinterste der grösste und am meisten gebogen war), die dritte sich jedoch als neue Art: *L. oligocenicus* erwies.

Auch das unten beschriebene Exemplar aus den siebenbürgischen Karpathen, stellt eine ganz neue Art dar.

All weist darauf hin, dass im Oligozän der Karpathen die Gattung Lepidopus sehr reich vertreten ist, ja vielleicht mehr als im Westen Europas.

Lepidopus hungaricus n. sp.

Taf. II, Fig. 6, 7, 8; Taf. III, Fig. 1, 2, 3; Taf. IV, Fig. 1.

Von dieser Art liegt ein fast vollständig erhaltenes Exemplar vor; es fehlen bloss der Anfangsteil der Rückenflosse und die Schwanzflosse, da die Platte an diesen Stellen gesprungen ist (Taf. III, Fig. 3). Ausserdem blieben auch mehrere Bruchstücke, und zwar die des Kopfes (Taf. III, Fig. 2), der Wirbelsäule und der Flossen gut erhalten.

---

[1] PAUCA 1930.

MASSE:

Gesamtlänge (ohne Schwanzflosse) . . . . . 880 mm
Länge des Kopfes . . . . 100 mm
Körperhöhe am Anfange der Caudalabschnitte . 32 mm
Kopflänge: Körperlänge = 1:8.8
Körperhöhe: Körperlänge = 1:28

Beschreibung. Der Körper dieses Fisches ist sehr langgestreckt, seitlich stark zusammengedrückt und der Schwanzflosse zu, sich allmählich verschmälernd.

Der Kopf (Taf. IV, Fig. 1) ist ziemlich lang, schmal, und nach vorne stark zugespitzt. Seine grösste Höhe ist kaum ein Drittel der Kopflänge. Die Orbita ist von ovaler Form, ziemlich gross und liegt in der Mitte des Kopfes. Das Schnauzenprofil ist ein wenig konkav. Der Mund ist weit, bis nahe zum Vorderrand des Auges gespalten. Der Oberkiefer ist bogenförmig gekrümmt, und ein wenig kürzer (mit 3—4 mm) als der Unterkiefer. Die Praemaxilla, die sich an die Maxilla eng anschliesst, ist mit einer Reihe starker, gestreifter und spitziger Zähne versehen. Es können vorne zwei grosse nach rückwärts gekrümmte Fangzähne, von denen der hintere am meisten gebogen und am längsten ist, unterscheidet werden. Dieser misst an unserem Exemplare, ung. 7—8 mm, erreicht er also die Länge eines Rumpfwirbels. Der vordere Zahn ist etwas stärker, und ein wenig nach vorne geneigt. Ausserdem enthält jeder Kiefer noch 16—18 kleinere Zähne, von denen die mittleren die grössten (3—4 mm), die seitlichen die kürzesten sind. Das Dentale ist ebenfalls mit einer Reihe gestreifter und spitziger Zähne (15—18) bewaffnet, nur vorne statt zwei, befindet sich ein einziger, nach rückwerts gekrümmter Fangzahn. Er besitzt fast die gleiche Länge, wie der erster Zahn in der Praemaxilla. Alle Fangzähne dieser Art sind seitlich komprimiert und mit schneidendem Vorder-aber stumpfem Hinterrand versehen. Sie sind mit keiner Widerhacken versehen (siehe Taf. II, Fig. 8, und Taf. III, Fig. 1), was als ein wichtiges Merkmal gelten kann.

Hinter dem Os Dentale kommt das zugehörige Articulare mit einer tief liegenden Pfanne zur Aufnahme des Gelenkenkopfes des Quadratums zum Vorschein, sowie das kleine Angulare. Unter dem Os Dentale sind 4 Radii brachiostegi ziemlich gut zu erkennen. Das Quadratum, das das Unterkiefergelenk trägt, ist fast vollständig erhalten. An ihn schliesst sich vorne das Ektopterygoideum an, das

bei dieser Art stark und lang geformt ist. Meta- und Entopterygoideum sind unvollständig erhalten.

Am Schädeldach kann man die Occipitalia, das Parietale, und das Frontale gut erkennen. In der Ethmoidalregion finden wir die Ethmoidea und das Os turbinale (nasale).

Vom Kiemendeckel sind folgende Teile gut erkennen: das winkelig gebogene, und an seinen Hinterrande gerundete Praeoperculum, der untere Rand des Infraoperculum, ferner der hintere Rand des Operculum und des Supraoperculum. Die oberen und unteren Ränder des Operculum und des Supraoperculum konnten nur schematisch eingezeichnet werden.

Hinter dem Kiemendeckel, und zwar unter dem 7 Rumpfwirbel liegt die kräftige Clavicula mit Strahlen der Brustflosse. Die Zahl der Strahlen beträgt ung. 12—14. Sie sind verzweigt (was bei einem anderen Abdrucke Taf. II. Fig. 6, P. leicht zu bemerken ist) ziemlich stark und lang; ihre Länge ist ung. die gleiche wie die der 9—11 Rumpfwirbeln.

Wie bei rezenten Vertretern dieser Gattung, fehlen die Bauchflossen auch unserer Art.

Die Wirbelsäule ist lang, ziemlich dünn und enthält 124 Wirbeln, von denen 84 zum Schwanzabschnitte angehören. Die Wirbel sind zweimal so lang als dick, ausser den 5—6 letzten Schwanzwirbeln, die fast quadratisch sind. Die Länge der 4.7 Wirbeln entschpricht der Körperhöhe des Anfangteiles des Caudalabschnittes. Die Dornfortsätze erreichen im Anfangteil des Schwanzabschnittes die Länge von 1$^1/_2$ Wirbeln, die Träger dagegen die Länge von 2 Wirbeln. Gegen die Caudalflosse werden sie allmählig kürzer. Die dorsalen Dornfortsätze und Träger neigen sich unter einem Winkel von ung. 66—70°, die unteren (ventralen) von ung. 45—50° der Wirbelsäule zu. Dieser Neigungswinkel ist im Bereiche der Caudalflosse kleiner, kaum 25—30°. Im Bereiche des 72 Schwanzwirbels (von ersten Schwanzwirbel nach hinten gezählt) verschwinden die Dornfortsätze samt Träger. Die Rücken- und Bauchlinien verbinden sich mit der Wirbelsäule.

Sämtliche Bauchwirbeln, mit Ausnahme des ersten, sind mit Rippen versehen, von denen 37 in zwei Teile gespalten sind. Ihre Länge ist gleich von 3 Rumpfwirbeln.

Die Rückenflosse beginnt sich gleich hinter dem Kopfende, und erstreckt sich über den ganzen Körper bis zum 5—6 vorletzten Wirbel. Sie besteht aus 117 Strahlen, von denen ung. 80 einfach und spitz,

dagegen 37 geteilt sind. Die einfachen Strahlen sind im Rumpfabschnitte ziemlich stark und erreichen die Länge von 3—4 Bauchwirbel. Die geteilten Strahlen sind dünner und länger; ihre Länge ist ung. gleich von 6—8 Bauchwirbel.

Die Afterflosse beginnt unter dem 46—47 Schwanzwirbel (von ersten Schwanzwirbel nach hinten zu gezählt) und reicht, eben so, wie die Rückenflosse, bis zum 5—6 vorletzten Wirbel. Die Anzahl ihrer Strahlen lässt sich schwer anzugeben: es sind ung. 30 Strahlen vorhanden, welche — wahrscheinlich — geteilt sind, und eine Länge von 2—3 Rumpfwirbeln aufweisen.

Diese Art war nicht mit Schuppen bedeckt.

Der beschriebene Überrest wird durch zwei weitere ergänzt, die auf Grund der Untersuchungsergebnisse der gleichen Art zurechnet werden müssen. Der eine Abdruck (Taf. II. Fig. 6) zeigt in vollständigem Erhaltungszustand die vorderste Rumpfregion mit 32 Wirbel. Man erkennt hier leicht: den hinteren Rand des Operculums, hoch liegenden Schultergürtel mit verzweigten Strahlen der Brustflosse, geteilte Ripen, Wirbesäule mit Dornfortsätzen und Trägern und einfache, spitzige Strahlen der Rückenflosse.

Der zweite noch zu dieser Art zu stellende Überrest (Taf. II. Fig. 7) liegt als Doppelabdruck vor, und setzt sich aus 33 caudalen Wirbeln zusammen. Die hinteren 13—14 Strahlen der Rückenflosse sind schon geteilt, und lägere als die ungeteilten vordere.

Ausserdem befinden sich, auf letzten Platte, zwei isolierte Fangzähne der Praemaxilla.

Die Körperform dieser langgestreckten Fische, sowie auch die Ausbildung der mit starken und spitzigen Zähnen bewaffneten Schnauze, weisen darauf hin, dass sie, wie auch alle rezente Lepidopus-Arten, ein pelagisches und Tiefseeleben führten und Raubfische waren.

Systematik. Wie das die langestreckte Körperform mit einer einzigen langen Rückenflosse und die zugespitzte mit Zähnen bewaffnete Schnautze und die reduzierte Bauchflosse beweisen, gehört der beschriebene Abdruck zur Gattung *Lepidopus Gouan* an.

Diese neue Art unterscheidet sich von den bisher beschriebenen Lepidopus-Arten durch folgende Merkmale: *a)* zwei grosse Fangzähne in der Praemaxilla, die keine Widerhacke besitzen, *b)* eine grössere Anzahl von kleinen Zähnen im Unter- und Oberkiefer, *c)* eine grössere Anzahl von Strahlen in der Rückenflosse, welche teilweise geteilt, teil-

weise einfach sind, *d)* eine grössere Anzahl von Wirbeln und *e)* geteilten Rippen. Sie muss daher als eine neue Art angesehen werden, für welche ich den Namen *Lepidopus hungaricus* n. sp. vorschlage.

Lepidopus glarisianus Blainv.

Taf. I, Fig. 7, A, B.

Diese Art ist durch einen Doppelabdruck des Unterkiefers, sowie auch durch mehrere vollständig erhaltene Bruchstücke der Wirbelsäule vertreten.

Der Unterkiefer ist vorne zugespitzt und am Ende verbreitet. Er besteht aus den beiden Ästen des Dentale, von denen der linke vollständig erhalten ist, während vom rechten nur ein vorderes Bruchstück vorliegt. Der Oberrand des linken Dentale trägt auf einer Länge von 42 mm 16—17 Zähnchen und vorne einen nach rückwerts gekrümmten Fangzahn. Die vorderen 6—7 Zähnchen sind etwas nach vorne geneigt, die übrigen gerade stehend. Die Zähne sind alle kegelförmig, spitz, und die mittleren grössere als die seitlichen. Der Fangzahn ist seitlich komprimiert, und an seinem Vorderrande mit einer Schneide versehen. Hinter dem linken Dentale ist das Articulare zu sehen.

Die Bruchstücken der Wirbelsäule zeigen, dass die Wirbel 1.5—2 mal so lang als hoch sind. Die Dornfortsätze sind etwas länger als die Träger; ihr Neugungswinkel beträgt an der dorsalen Seite 50^0.

Die Strahlen der Rückenflosse sind alle einfach, spitz und erreichen ung. einen Viertel der Körperhöhe.

Die Zahl der Brustflosse-Strahlen beträgt 10—12; sie sind auffälig lang.

Die Rippen erweisen sich stark, ungeteilt und zweimal so lang als die Dornfortsätze.

In Hinsicht der Bezahnung des Dentale und der Form der Wirbelsäule, stimmen die vorliegenden Exemplare am besten mit der Art: *Lepidopus glarisianus Blainv.* (Wettstein 1886, Pauca 1934).

Lepidopus glarisianus ist aus den unteroligozänen Glarner Schiefern (Agassiz 1833/45, Wettstein 1886) und aus den Menilitschiefer der Karpathen (Böhm 1930, Pauca 1934) bekannt. In letzteren ist diese Form häufig und weit verbreitet anzutreffen.

ZUSAMMENFASSUNG

Nach vorstehenden Untersuchungen setzt sich die Fischfauna von Kovászna und Kommandó aus folgenden Arten zusammen:

Odontaspis sp.
Clupea longimana HECK.
Clupea aff. arcuata KNER
Clupea sardinites HECK.
Cybium lingulatum v. M.
Sarda sp.
Gymnosarda sp.
Amphisile heinrichi HECK.
Lates sp.
Leuciscus carpathicus BÖHM
Lepidopus hungaricus n. sp.
Lepidopus glarisianus BLAINV.

Zu diesen Formen kommen noch eine ganze Reihe unbestimmbarer Reste, die darauf hinweisen, dass die Fischfauna von Kovászna und Kommandó viel reicher war, als das auf Grund der vorliegenden Bearbeitung festgestellt werden konnte.

Besonders reich ist unter unseren Fischabdrücken die Familie Clupeidae, und zwar die Art *Clupea longimana* vertreten. Die Überreste dieser Art, die verschiedenen Alterstadien angehören, befinden sich fast auf jeder untersuchten Schieferplatte. Prachtvoll erhaltene Abdrücke zwei beschriebener Arten: *Lepidopus hungaricus* und *L. glarisianus,* und einige unvollständigere Reste, die wahrschenlich der Art *L. caudatus Euphr.* entsprechen beweisen, dass auch die Gattung Lepidopus sehr häufig war. Von der Familie *Scombridae* sind auch drei Gattungen vertreten, aber leider sind sie nur durch je ein Exemplar vertreten. Auch von den übrigen Gattungen liegen bloss einzelne Abdrücke vor.

Die gesammte Fischfauna, die mit Ausnahme der Gattung *Leuciscus* als eine rein marine angesprochen werden kann, trägt vorwiegend einen tropisch-subtropischen Charakter.

Tafel I.

Die gegenwärtige geographische Verbreitung der Gattungen von Kovászna und Kommandó.

Gattung	tropisch	subtropisch	gemässig	kalt
Odontaspis	+	+	+	—
Clupea	+	+	+	—
Cybium	+	+	—	—
Sarda	+	+	—	—
Gymnosarda	+	+	—	—
Amphisile	+	—	—	—
Lates	+	—	—	—
Leuciscus	+	+	+	+
Lepidopus	+	+	+	—

Nach Tafel I. zu urteilen, leben die rezenten Vertreter der angeführter Gattungen vorwiegend in den Meeren der tropischen oder subtropischen Zone. Nur einige von ihnen sind Bewohner auch der gemässigten Zone.

Der Gegenwart des Süsswasserfisches *Leuciscus carpathicus* in der rein marinen weist darauf hin, dass dieser wahrscheinlich infolge einer plötzlich eingetretenen Katastrophe durch einen Süsswasserstrom in das Meer geschwemmt und auf dessen Grunde abgelagert wurde. Es kann aber sein, dass diese Art im Brackwasser eines weiten Astuariums, in welches nicht selten pelagische Formen eindrangen zusammen mit den litoralen Fischen lebte, wie das z. B. in Galizien bei Skopow und Monastersko der Fall ist.

Tafel II.

Name des Fisches	Fundorte in den Karpathen	Fundorte ausserhalb der Karpathen
Odontaspis sp.	Suslaneşti	Ungarn, Belgien, Monte-Bolca
Clupea longimana HECK.	von vielen Ortschaften bekannt	Ungarn, Kroatien, Deutschland, Kaukasus
Clupea aff. arcuata KNER.	————	Ungarn
Clupea sardinites HECK.	von einigen Ortschaften bekannt	Ungarn, Kroatien, Deutschland
Cybium lingulatum v. M.	————	Ungarn, Deutschland, Belgien
Sarda sp.	————	Ungarn, Deutschland, Belgien,
Gymnosarda sp.	————	Ungarn
Amphisile heinrichi HECK.	Krakowica, Bobrka, Lubatowka	Deutschland, Kaukasus, Monte-Bolca
Lates sp.	————	Kroatien, Monte-Bolca
Leuciscus carpathicus n.sp.	Skopow, Monastersko	————
Lepidopus hungaricus n.sp.	————	————
Lepidopus glarisianus BLAINV.	Delatyn, Kosmacz, Baszka, Krakowica, Suslaneşti	Monte-Bolca

In Hinsicht des Lebensraumes stellt unsere Fischfauna eine vorwiegend litorale dar. Nur die Gattung Lepidopus besitzt einen pelagisch-bathialen Charakter.

Wie aus Tafel II. folgt, zeigt die Fischfauna aus den siebenbürgischen Karpathen eine weitgehende Ähnlichkeit mit der aus

Ungarn bekannten (WEILER 1933, 1938), da mehr als 50% unserer Arten auch im Mitteloligozän Ungarns vorkommen. Auch zu der mitteloligozänen Fischfauna Deutschlands (WEILER 1922, 1928, 1932) und des Kaukasus (SMIRNOW 1932) weist sie enge verwandschaftliche Beziehungen auf. All das deutet auf eine Verbindung des karpathischen Meeres mit den Meeren von Mittel- und Osteuropa hin.

Die schwarzen Schiefern von Kovászna und Kommandó entsprechen nicht nur petrographisch (siehe Einleitung), sondern auch und faunistisch mit grosser Wahrscheinlichkeit dem *Lattorfien* bzw. *Rupélien* (II. und III. Stufe der Verf.) und gehören der *Menilitformation an.*

Auf Grund der Untersuchung des Fischmaterials von Kovászna und Kommandó, konnte die Zahl der fossilen Fische aus den Karpathen mit zwei neuen Arten *Lepidopus hungaricus* und *Leuciscus carpathicus)* und vier Gattungen *(Cybium, Sarda, Gymnosarda, Lates)* bereichert werden.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

AGASSIZ L. Recherches sur les Poissons fossiles. Neuchâtel 1833—1845.

B. BÖHM: Die fossilen Fische aus dem Karpathen Tertiär. I. und II. Teil. *(Manuskript)* 1927/28, Lwow.

B. BÖHM: Stratigraphie du Tertiaire à la base de la Faune des Poissons. *Comptes-rendus du I-er Congrès de la Géologie du Pétrole à Lwow 1929.*

Z. BOSNIACKI: Der europeische Flysch. Kosmos, Bd. XXXVI., Lwow 1911.

L. COSMOVICI: Les couches à poissons des Monts Pietricica et Cozla, distr. de Neamtz, ville de Piatra. *Bull. Soc. d. médecins et naturalistes de Iassy, 1887.*

B. v. COTTA: Über die Eisenlagerstätten von Kovászna. *Österr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen, IX. Bd. 1861.*

HAUER—STACHE: Geologie Siebenbürgens. Wien 1863.

FR. v. HAUER: Realgar, Schwefel und Aragon von Kovászna. *Jhrb. d. k. k. Geol. R.—A. Bd. XI, 1860.*

FR. v. HAUER: Das Eisenwerksprojekt von Kovászna in Siebenbürgen. *Österr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen, Bd. IX, 1861.*

J. J. HECKEL: Beiträge zur Kenntnis der fossilen Fische Österreich-Ungarns. *Denckschr. Akad. Wiss. math. nat. Cl. Bd. I. Wien 1849.*

FR. HERBICH: A Székelyföld földtani és őslénytani leírása. *M. Kir. Földt. Int. Évkönyve V. K. 1878.*

D. KRAMBERGER: Beiträge zur Kenntnis der fossilen Fische der Karpathen. *Paläontographica, Bd. XXVI. 1879.*

D. KRAMBERGER: Die fossilen Fische von Wurzenegg bei Prassberg in Steiermark. *Jhb. d. k. k. Akad. d. Wiss. Bd. XXX. Wien 1880.*

D. KRAMBERGER: Über fossile Fische der südbayerischen Tertiärbildungen. Wien 1882.

D. KRAMBERGER: Bemerkungen zur fossilen Fischfauna der Karpathen. *Mitt. d. k. k. Geol. R.—A. Wien 1882.*

D. KRAMBERGER: Palaeoichthyologische Beiträge. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. Ung. Geol. Anstalt Bd. XIV. Budapest, 1902.*

GY. KULHAY: Az 1940. évi november 10-i erdélyi Földrengés Földtani Tanulságai. *Földtani Közlöny, LXXI. k. 1941.*

J. Leidenfrost: Bericht über die in der Frontlinie . . . durchgeführten Sammelexkursion. *Földtani Közl. XLVIII. Budapest, 1918.*

M Leriche: Les poissons Oligocénes de la Belgique. *Mém. d. Musée Royal d'Hist. Nat. de Belgique. Bruxelles 1910.*

M. Leriche: Les poissons de la Molasse suisse. *Mém. de la Soc. paléont. suisse, Bd. XLVIII. Paris 1927.*

G. Macovei et I. Athanasiu: La zone interne du flysch dans la région de la haute valée de la Prahova et du bassin supérieur de l'Olt. *Guide de Exc. Ass. p. l. Avanc. de la Géol. des Carpates. Bukarest 1927.*

Michajlowski: Die Mediterran-Ablagerungen von Tomakowka. *Mém. d. Com. géol. Bd. XIII. Petersburg 1903.*

C. M. Paul und E. Tietze: Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. *Jhb. d. k. k. Geol R.—A. Bd. XXIX. 1879.*

M. Pauca: Vorläufige Mitteilung über eine fossile Fischfauna aus den Oligozänschiefern von Suslaneşti. *Bull. Section Scient. Acad. Roumaine. Nr. 4—5, Bucarest 1929.*

M. Pauca: Fossile Fische aus dem rumänischen Alttertiär. Loc. cit. a.

M. Pauca: Fossile Fische aus dem rumänischen Tertiär. Loc. cit. b.

M. Pauca: Revision der fossilen Lepidopus- und Capros-Arten. *Bull. Sect. Scient. Acad. Roum. Nr. 7, Bucarest 1930.*

M. Pauca: Neue Fische aus dem Oligozän von Piatra-Neamt. *Loc. cit. 1931.*

M. Pauca: Zwei Fischfaunen aus den oligozänen Menilitschiefern von Mähren. *Annalen des Naturhist. Museums in Wien, Bd. XLVII, 1932.*

M. Pauca: Die fossile Fauna und Flora aus dem Oligozän von Suslaneşti-Muscel in Rumänien. *Ann. d. l'Institut Géol. de Roumanie T. XVI. Bucarest 1934.*

F. Priem: Sur un poisson fossile de l'Eocéne roumain. *Bull. Soc. Géol. France, Ser. 3, T. XXVII, Paris 1899.*

J. Rychlicki: Beitrag zur Kenntnis der Fischfauna aus den karpathischen Fischschiefern. *Kosmos, Bd. 34, Lwow 1909.*

I. Simionescu: Asupra catorva peşti fosili din Tertiarul romanesc. *Açad. Rom. Publicatiile Fundului V. Adamachi, Nr. XII, Bucuresti 1904.*

I. Simionescu: *Thynnus albui*, un nou peste fosil oligocen. *Acad. Rom. Publ. Fund. V. Adamachi Nr. XV, Bucuresti 1905.*

W. Smirnow: Die Fischreste des Nordkaukasischen Oligozäns. Vorläufige Mitteilung *Centralblatt, Nr. 7, 1932.*

W. Weiler: Beiträge zur Kenntnis der tertiären Fische des Mainzer Beckens *I. Abh. d. Hess. Geol. L.—A. zu Darmstadt, Bd. 6, Heft 2. Darmstadt 1922,*

W. Weiler: Beiträge zur Kenntnis der tertiären Fische des Mainzer Beckens *II. Teil 3. Bd. VIII. (Loc. cit. 1928.).*

W. Weiler: Die Fischfauna der unteren und oberen Meeresmolasse Oberbayerns. *Neues Jahrb., Beil., Bd. 68, Abt. B, 1932.*

W. Weiler: Zwei Oligozäne Fischfaunen aus dem Königreich Ungarn. *Geologica Hungarica, Series Palaeontologica, Budapest 1933.*

W. WEILER: Die Fische des Steinheimer Beckens. *Palaeontographica Bd. VIII, Teil I, Stuttgart 1934.*

W. WEILER: Neue Untersuchungen an Mitteloligozänen Fischen Ungarns. *Geologica hungarica, S. Paleontologica. Budapest 1938.*

W. WEILER—KREICI GRAF.: Fische aus dem rumänischen Tertiär. *Senkenbergiana Bd. 10, 1928.*

A. J. WOODWARD: Catalogue of the fossil Fisches in the Britisch Muzeum, Vol. 4. London 1902.

A WETTSTEIN: Die Fischfauna der tertiären Glarner Schiefer. *Denkschr. d. schw. paläont. Ges. Bd. XIII, Zürich 1886.*

ZOTZ: Die Fische der typischen Fischschiefer aus den Schichten der Kaliwerke von Buggingen. *Mitt. d. Bd. Geol. L.—A. 10, Freiburg 1928.*

TAFELERKLÄRUNGEN

TAFEL I.

Fig. 1. *Odontaspis sp.* Seitenzahn von innen. Etwas verkl.
d = Krone, c = Wurzel.

Fig. 2. *Clupea longimana* (HECKEL).
1 = Isolierter Kopf eines älteren Exemplares. Etwas verkl.
Orb = Orbita, OK = Oberkiefer, UK = Unterkiefer, Op = Operculum, Qu = Quadratum, POP = Praeoperculum.
2 = Isolierter Kopf eines jugendlichen Exemplares. Etvas verkl.
3 = Junges Individuum fast vollständig erhalten. Etwas verkl.
D = Rückenflosse.
4 = Einzelne Kopfknochen. Etwas verkl.
SM = Supramaxilla, Pop = Praeoperculum, Op = Operculum.
5, 6 = Wirbelsäule (Caudalabschnitt).
7 = Schuppen.

Fig. 3. Rekonstruirtes Kopfskelett von *Lates sp.* Etwas verkl.
Im = Intermaxilla, Mx = Maxilla, D = Dentale, Ar = Articulare, Q = Quadratum, POP = Praeoperculum, OP = Operculum, Sop = Suboperculum, Os = Occipitale superius, Fr = Frontale, Rb = Kiemenstrachlen, V = Bauchflosse.

Fig. 4. *Gymnosarda* sp. Schädelbruchstück mit Zähnen. Etwas verkl. PMx = Praemaxilla, Dt = Dentale, Ar = Articulare, Qu = Quadratum.

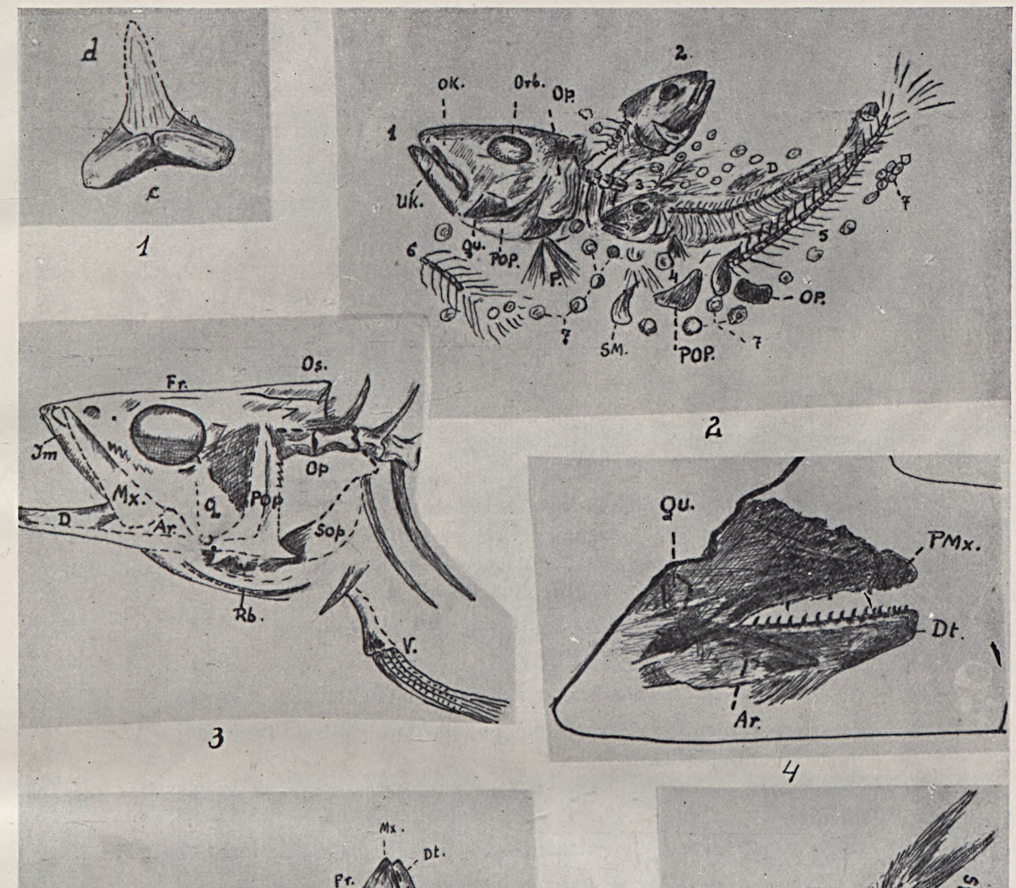
Fig. 5. *Clupea* aff. *arcuata* (KNER). Nat. Gr.
Fr = Frontale, Mx = Maxilla, Dt = Dentale, Qu = Quadratum, Pop = Praeoperculum, Rp = Rippen, P = Brustflosse, V = Bauchflosse, A = Analflosse, D = Dorsalflosse.

Fig. 6. *Leuciscus carpathicus* (BÖHM). 1 x vergr.
Orb = Orbita, Pop = Praeoperculum, Rb = Kiemenstrahlen, P = Brustflosse, Bk = Becken, V = Bauchflossen, A = Analflosse, Sf = Schwanflosse, R = Rückenflosse, Sch = Schuppen.

Fig. 7. *Lepidopus glarisianus* (BLAINV.). Unterkieferbruchstück mit Zähnen. 1 x vergr.
C = Isolierter Zahn von *Cybium lingulatum* (V. M.).

Gezeichnet von DR. B. BÖHM.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII


d
c
1
2.
OK.
Orb.
Op.
UK.
Qu.
POP.
F.
SM.
OP.
2
Os.
Fr.
Im
Mx.
D
Ar.
Pop
Op
Sop
Rb.
V.
3
Qu.
PMx.
Dt.
Ar.
4
Mx.
Dt.
Fr.
D.
Qu.
Pop.
A
Rp.
V.
P.
5
A
B
7
Sf.
A.
R.
6
V.
Bk.
Sch.
P.
Rb.
Pop.
Orb.

TAFELERKLÄRUNGEN

TAFEL II.

Fig. 1. *Cybium lingulatum* (v. M.). Linke und rechte Ast des Dentale. Etwas. verkl. Sy = Symphisis.

Fig. 2. *Clupea sardinites* (HECK.). Schädelknochen von der Seite. Etwas verkl. Fr = Frontale, Dt = Dentale, Orb = Orbita, Op = Operculum, Mx = Maxilla, Km = Kiemenstrahlen, Pro = Praeoperculum, Qu = Quadratum, P = Brustflosse, W = Wirbelsäule.

Fig. 3. *Odontaspis sp.* Seitenzahn von innen. Etwas verkl. c = Wurzel, d = Krone.

Fig. 4. *Gymnosarda* sp. Bruchstück des bezahnten Dentale. 1 x vergr.

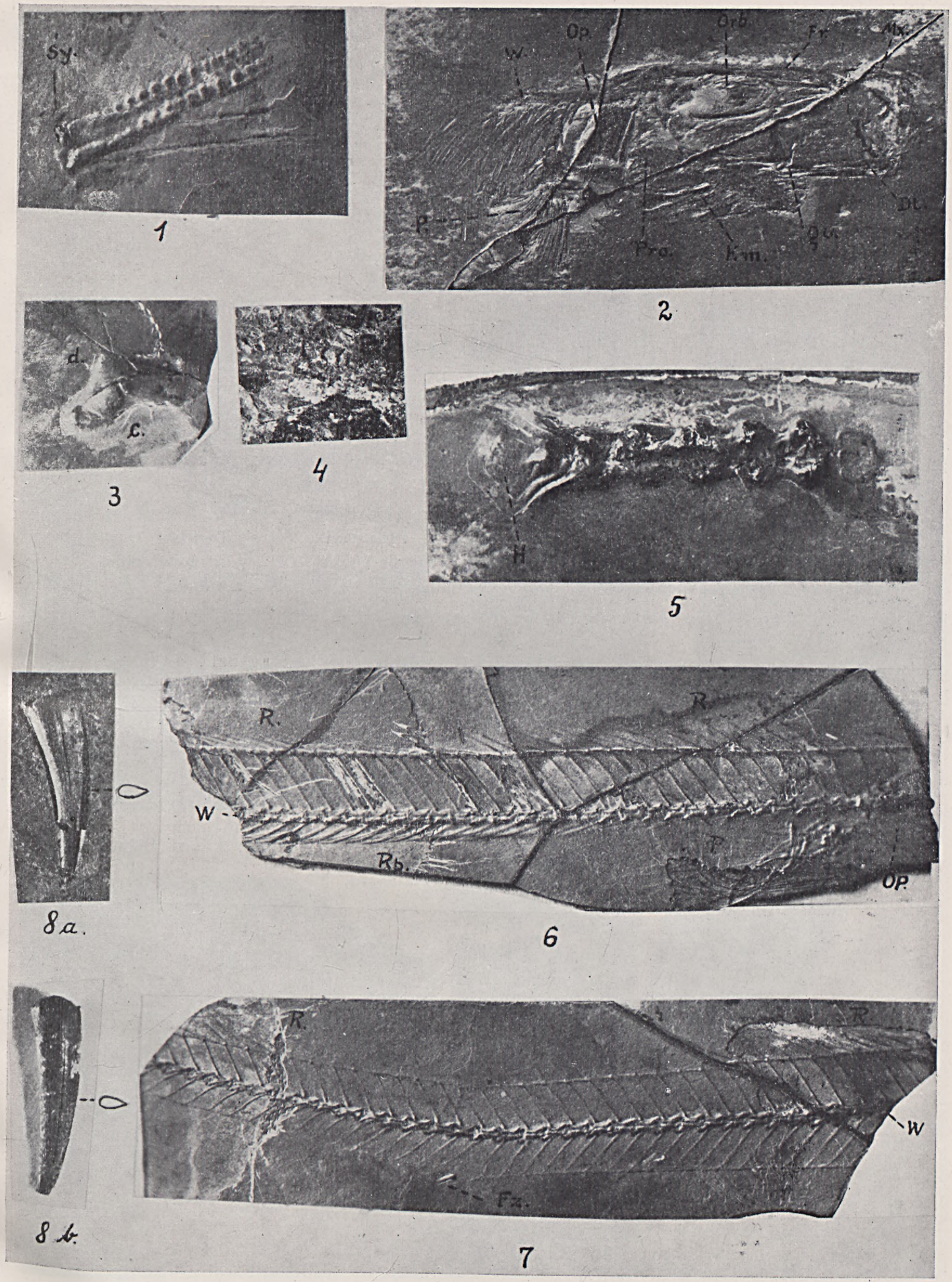
Fig. 5. *Sarda* sp. Ende der Wirbelsäule mit Hypuralplatte. Etwas verkl. H = Hypuralplatte.

Fig. 6. *Lepidopus hungaricus* n. sp. Vordere Rumpfregion mit 32 Wirbel. 1 x verkleinert.
Op = Operculum, P = Brustflosse, Rp = Rippen, R = Rückenflosse.

Fig. 7. *Lepidopus hungaricus* n. sp. Bruchstück des Schwanzabschnittes. 1 x verkleinert.
W = Wirbel, R = Rückenflosse, Fz = Fangzahn.

Fig. 8. *Lepidopus hungaricus* n. sp.
a) Vorderer Praemaxillarzahn von der Seite und in Querschnitt. 4 x vergr.
b) Hinterer Praemaxillarzahn von der Seite und in Querschnitt. 4 x vergr.

Phot.: T. VON DÖMÖK.


Sy.
1
W.
Op
Orb
Fr.
Mx.
P.
Pro.
Km.
Qu.
Dt.
2
d.
c.
3
4
H
5
R.
R.
W
Rh.
P
Op.
8a.
6
R.
R.
W
Fz.
8b.
7

TAFELERKLÄRUNGEN

TAFEL III.

Fig. 1. *Lepidopus hungaricus* n. sp.
a) Hinterer Praemaxillarzahn von innen und in Querschnitt. 4 x vergr.
b) Vorderer Dentalzahn von der Seite. 4 x vergr.

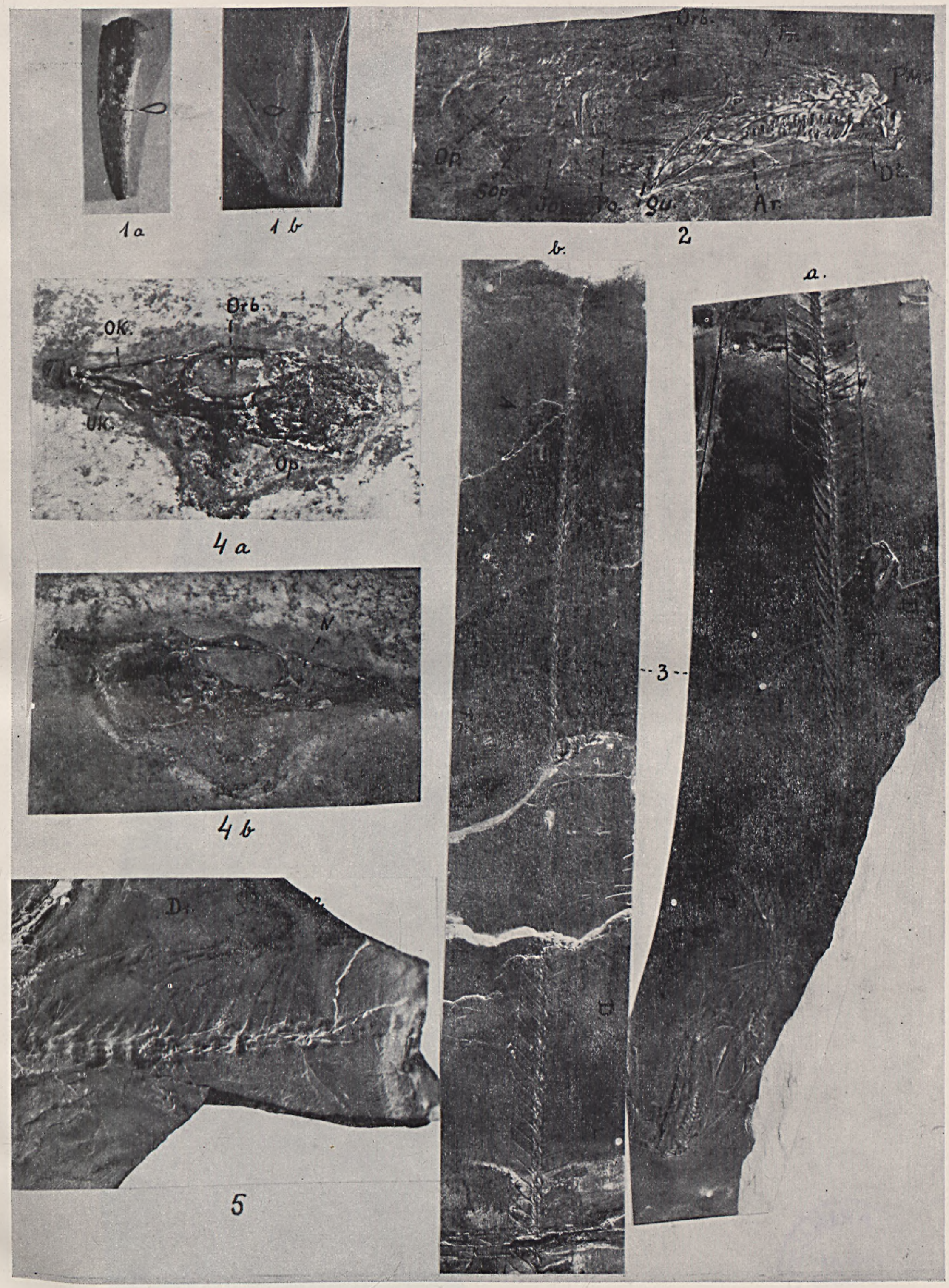
Fig. 2. *Lepidopus hungaricus* n. sp. Schädelknochen. Etwas verkl.
Orb = Orbita, Fr = Frontale, PMx = Praemaxilla, Dt = Dentale, Ar = Articulare, Qu = Quadratum, Po = Praeoperculum, IOP = Infraoperculum, Sop = Suboperculum, Op = Operculum, Ps = Parasphenoideum.

Fig. 3. *Lepidopus hungaricus* n. sp. Vollständig erhaltenes Exemplar. 2 x verkleinert.
D = Rückenflosse, R = Rippen, P = Brustflosse, A = Analflosse, Fz = Fangzahn.

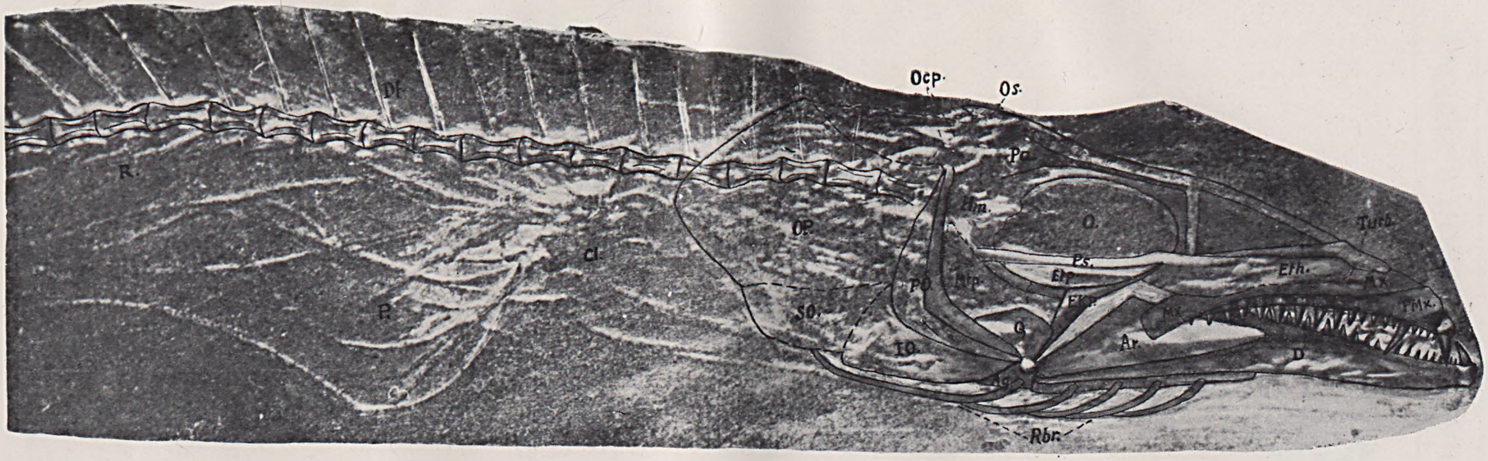
Fig. 4. *Amphisile heinrichi* (HECKEL). 4 x vergr.
OK = Oberkiefer, UK = Unterkiefer, Orb = Orbita, Op = Operculum, N = Nasenloch.

Fig. 5. *Lates* sp. Bruchstück d. vordersten Rumpfregion. Natr. Gr. D 1 = Stachelige, D 2. = Weiche Rückenflosse.

Phot.: T. VON DÖMÖK



POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII



TAFELERKLÄRUNGEN

Lepidopus hungaricus n. sp.

Teilweise rekonstruirtes Kopfskelett. Nat. Gr.

Ocp. = Occipitale post., Os. = Occipitale sup., Fr. = Frontale, Pa = Parietale, Hm. = Hyomandibulare, O = Orbita, Turb. = Turbinale, Eth. = Ethmoidale, Mx. = Maxilla, PMx = Praemaxilla, D = Dentale, Ar. = Articulare, Q = Quadratum, Ag. = Angulare, EKP. = Ektopterygoideum, Etp. = Entopterygoideum, Mtp. = Metapterygoideum, PO. = Präoperculum, IO. = Infraoperculum, SO. = Suboperculum, OP. = Operculum, Rbr. = Kiemenstrahlen, Cl. = Clavicula, P = Brustflosse, R. = Rippen, Df. = Dornfortsätze.

Phot.: T. von Dömök
Gezeichnet von Dr. B. Böhm

POLITECHNIKA G ŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGJI

ANNALES INSTITUTI REGII HUNGARICI GEOLOGICI

A MAGYAR KIRÁLYI FÖLDTANI INTÉZET

ÉVKÖNYVE

XXXV. KÖTET 6 (ZÁRÓ) FÜZET

A BOLOR

POLITECHNIKA GDANSKA
ZAKŁAD GEOLOGJI

IRTA
PRINZ GYULA

130 SZÖVEGKÖZTI ÁBRÁVAL ÉS 8 TÁBLÁVAL,
VALAMENNYI A SZERZŐ EREDETI RAJZA.

KIADJA
A MAGYAR KIRÁLYI VALLÁS ÉS KÖZOKTATÁSÜGYI MINISZTÉRIUM TÁMOGATÁSÁVAL
A M. KIR. FÖLDTANI INTÉZET.

MITTEILUNGEN

AUS DEM JAHRBUCH DER KGL. UNGAR. GEOLOG. ANSTALT
BAND XXXV. (SCHLUSS) HEFT 6.

DER BOLOR

VON
GYULA PRINZ

MIT 130 ABBILDUNGEN UND 8 TAFELN
ALLE VON VERFASSER GEZEICHNET.

HERAUSGEGEBEN MIT UNTERSTÜTZUNG DES KGL. UNG. KULTUSMINISTERIUMS.
VON DER KÖNIGLICH UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT.

BUDAPEST, 1941.

DUNÁNTÚL PÉCSI EGYETEMI KÖNYVKIADÓ ÉS NYOMDA R.-T. PÉCSETT.

A mű tartalmáért és fogalmazásáért a szerző felelős.
A német nyelvű fordítást Bogsch László dr. végezte.
Az ábrák és táblák cinklemezeit Boér Pál dr. készítette.

*

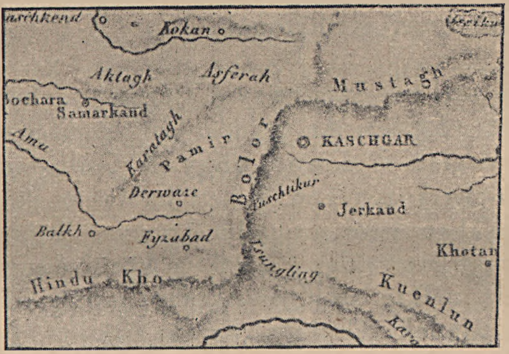
Für Inhalt und Form des Werkes ist der Verfasser verantwortlich.
Die deutsche Übersetzung stammt von Dr. L. Bogsch.
Zinkplatten für die Vervielfältigung der Abbildungen: Dr. P. Boér.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

A turkesztáni főmedencéket elválasztó hegységek földtani építménye és arculata.

(A német szöveg összefoglaló részének kivonata.)

A két Turkesztánt, tehát a Tárim- és Fergana-medencéket hatalmas hegységek választják el egymástól. Humboldt a Bolor nevet használta ezeknek a hegységeknek összefoglaló megjelölésére. (A mellékelt kis ábra Humboldt térképének részlete). Később



a Kiziljart jött divatba. Azóta eltűnt térképeinkről mindkét név. Kiderült, hogy a két nagy medencét nem északdéli tengelyű hegyrendszer választja szét, s ilyen nincs. A két főmedence besüllyedése következtében maradt a magasban az a térszín, mely a főmedencék vízválasztója lett. A legkeskenyebb helyén mintegy 200 km szélességű hegységeken a Tiensán és Hindukusz hegyrendszerei tapadtak össze. Ennek a két hegyrendszernek nagyjában nyugatkeleti irányú főtörésvonalait és szerkezeti tengelyeit zavarják meg a két főmedence peremtörései és sugaras törései. Lényegében tehát a Tiensán és a Hindukusz hegyrendszerei tapadtak egymáshoz ezen a 200 km-es vonalon.

Mikor első utamra indultam, mindez még nem volt világos. A középázsiai nagy folyamok vízválasztója erősen foglalkoztatta a képzeletet. Id. Lóczy Lajos, akinek keletre való mindkét kiküldetésemet köszönhetem, ezt a Bolor vagy Kiziljart kérdést tűzte ki legfőbb feladatomul. Az eredmény az lett, hogy mindkét név elvesztette igazi tartalmát, s ezt az utánam járt kutatók valamenyanyien csak igazolták. De ha azokat a hegyeket, melyek a Narin

és a Raszkem-darja között vannak, valamilyen néven, könyvcímként összefoglalni akarjuk, csak ennek a területnek első irodalmi nevét, a Bolort választhatjuk. A Bolor-tag csak kis része ennek a területnek (azt is inkább Belur-nak mondják), bár még mindíg több, mint a Kiziljart, mely itt csupán a Karateginből Kásgárba vezető völgyeknek és hágónak neve, eltekintve attól, hogy ez a név tucatjával található távoli hegyrendszerekben is.

Ez a mű középázsiai utazásaim földtani eredményeinek második fele, tehát szorosan kapcsolódik a Magas-Tiensán kötethez, s ennek folytatása, voltaképen a terület alapján elválasztott része. Tartalma a Medencés-Tiensán, a Kásgári-havasok, szóval a híres kásgáriai Terek-davantól közvetlenül északra és délre levő hegyek, valamint a két főmedence egymáshoz közel levő szegélyzetei. Ezt a tarka területet leghelyesebben csak a Bolor történelmi nevén gondolom összefoglalhatónak.

A ferganai medence keleti végei. Három vidéket szelt át utam a ferganai keleti végeken. Az egyik a Csitti-tau, a másik a Gyázi, a harmadik a dsalabadi Kogart-völgy. A Csitti-tau a Karadarja és a Koskarata-szu közén van. Keleti határa a Bujga-törésvonal, illetve a hegyrajzban a törésvonalba ágyazott Bujga-völgy. Széles, lapos, alacsonyabb hegyvidék ez. 3000 m körüli legmagasabb hegytetők és szabály nélkül szétágazó széles, lapos, helyenkint szurdokos völgyek vannak felszínén. Észak felé lejtősödő völgyei az Irdik, Gyalpaktas, Láj és a Bujga. Ezen a négy völgyön jártam, egy-két napos kirándulásban főútvonalamról, a Karadarja mellől. A Gyázi-völgyön 1909-es utam befejeztével jöttem el a Tienshánból, a dsalabadi Kogart-völgy pedig az első vidék volt, melyeket 1906-ban megismerhettem.

A *Csitti-tau* négy völgye közül a figyelem első sorban a Bujgára irányul, mert ez a Fergana-medence főtörésvonalán van. Ettől a vonaltól keletre a paleozói alaphegység van a felszínen. Megszakítás és hézag csak egymástól elkülönült beszakadásokban van rajta. A Bujgától nyugatra pedig az alaphegység kőzetei néhány rög alakjában szigetenként, vagy csak kisméretű szirtekként állanak ki a fiatalabb rétegek vastag takarójából.

Az Aldajar-szírttől keletre a Bujgáig, nyugatra a Koskaratáig, sőt ebben az irányban Ossig, északra addig az alacsony rögig, melyen a szultanabadi nagy 1909-ben még építésben lévő duzzasztógát van, de ezen a rögön kívül Tarambazarig a krétánál idősebb kőzetet, a kréta-eocén tenger megszakítását nem láttam. Musketovnak rajza a ferganai kréta-harmadkori tenger partjairól

azzal egészíthető ki, hogy ennek a tengernek legnagyobb kiterjedése idején partjai a Tarambazar-a Gyázi és Szindán torkolata-Adzsike-Aldajár vonalon egyetlen nagy öblöt öleltek körül. Még azt sem hiszem, hogy a szultanabadi Tasakir-rög ennek az öbölnek szigetkéje volt. Valószínűbb, hogy ez a rög csak a diluviumban folyóvizi feltárás által került a felszínre. Itt is megemlítem azt az alapos feltevésemet, hogy a kréta-harmadkori tenger legnagyobb kiterjedése nemcsak a dalmát partvidékekhez hasonló tengerszorosok alakjában, hanem talán széles teknőben tovább terjedt volt a Tárim-medencéig, csakhogy a nagy egyetemleges emelkedésben magasra emelt és azóta magasan maradt hegyvidékekről könnyen lemálló táblái azóta maradék nélkül lepusztultak, az akkor mélyebb tengerfenéken és mélybe süllyedt medencékben, úgy Ferganában, mint a Tárim-medencében pedig megmaradtak. Éppen ezért nem is hiszem, hogy a kréta-harmadkori tenger legnagyobb vagy korszakos kiterjedése másként, mint kifejezetten parti képződmények felfedezése által határozható meg. A kréta-harmadkori tengeri üledék lelethelyei ugyanis csak csekély maradványai a nagy tengernek.

A *Gyázi-völgy* (a térképeken gyakran Djasy írásmóddal) a Szindán-folyó torkolata felett 3 km-en, 1350 m magasságban lép ki a Fergana-hegyláncból a medencébe. Itt nagy vetődés van. Gyűrt vékonyleveles mészkőpala (2—203 sz.) ÉÉny csapású redőzetét É—D irányú vetődés hasítja le, s a vetődés alatt vörös konglomerátum és homokkő táblái vannak. Ez a vetődés a Fergana-medence főtörésvonalán van. A vetődés fölött 3—4000 m-es hegyvidék van, alatta már csak a 2500 m-t meg nem haladó középhegyek és hátságok, gyűretlen össze-vissza dűlt, de főképen nyugat felé beszakadt kréta-harmadkori táblából. Úgy láttam, hogy a medencének ez a peremvonala déli irányban mereven lehasítja a magashegységet. A térképre rajzolva egybeesik a Bujga törésvonalával.

A Szindán-Bujga törésvonal vetődése neogén korú. Ez megnyilvánul abból, hogy a hanhái-rétegeket süllyesztette be, melyek az eocén tengeri rétegeknél feltétlenül fiatalabbak. Vastagságuk itt is nagy, talán ezer m-t is elérnek. Összetöredezett tábláik 2500 m-es hegytetőkről lépcsősen süllyedtek be nyugat felé, de a Köldük és Donguz torkolatánál (1200 m), ahol a medence másik vetődésén végleg a mélybe süllyedtek, még mindíg 1500 m-es dombhátak vannak kivésve belőlük. A vörös konglomerátum öve itt 15 km széles. Az övön belül pliocén-diluviális töltelék hullámos lapálya következik a Tasakir-rögig (Özgönig) 22 km szélességben.

Száz méteres sikhátú *padlanok.* A Gyázi és a Karadarja közötti padlan igen vastag kavicsréteg tetején 30 m vastag tiszta homok és homokos lösz. Özgön közelében a löszben mély sikátorok vannak. Itt a lösz vastagsága már messze felülmúlja a megszokott magyarországi méreteket.

A *Kogart*-völgy torka a nagymedence szélén 1550 m-en van, nem sokkal a Kizilszu nevű mellékpatak befolyása fölött. Az alaphegység redőzete itt, nem úgy, mint a Gyázi-völgyben, egyszerre, hanem több lépcsőben szakad le. De mögötte a hágó irányában is több egymással egyközű vetődés van. Ennek eredményeképen a Kogart, Aubek és Kaskabek patakok egyesülése táján olyan törésvonal van, melytől keletre a palák függőlegesen állanak és a Fergana-hegylánc nagy tömegéhez tartoznak, nyugatra pedig alacsonyabb emeleten az alaphegység már részekre szakadozott rögökben van. A második és harmadik vetődés között az alaphegység redőzete ismét függőleges palákból áll. A Kogart keresztül törvén ezt az övet ismét völgytágulatba, kaviccsal vastagon feltöltött kis medencébe jut 1480 körül. De itt az alaphegység redőzetében nincs szerkezeti változás. A második lépcső előtt darabokra töredezett, az alaphegységből való rögök gátja áll. Itt van a fővetődés, s egyúttal a nyugatra dűlt vastag vörös konglomerátumpadok, a hanhái-rétegek összefüggő területének határa. Nem foglalkozhatom itt Musketovnak mezozói törésvonalaival, mert sem ezt cáfoló, sem megerősítő adataim nincsenek. Éppenúgy lehetnek ezek az alaphegység mezozói törései, mint ilyen törések megújhodásai a neogénben. Az azonban kétségtelen, hogy az utóbbi, megnevezett fővetődésben a lesüllyedt harmadik lépcső szélén, a függőlegesen álló palákhoz 60—70 fokos nyugati lejtősödéssel és szinte gyüretlen merev fekvésben csillámos meszes homokos pala fekszik. Ezen pedig vörös konglomerátum csekélyebb, de vele egyirányú dűlésben. A vetődés ezeket az eocén utáni rétegeket éppenúgy érte.

A harmadik lépcsőben (a Kogart-patak 1500—1250 m pontjai között) a hanhai-dombok magassága 1700—1800 m körül van a Kogart-völgy közelében. Bennük világló foltokon jelenik meg a fehér osztreás mészkő. Az eocén mészkő rétegeivel egyközüen vannak vöröshomokkő rétegek is. Ezek rögeit borítja el a fiatalabb nagyszemű vörös konglomerátum. Dűlése szinte általánosan 10—20 fokon nyugati.

A paleogén (eocén) öv lépcsőjének szélessége a Kogart-völgyben 10 km. Előtte a medence felé az alaphegység redőzetének elég széles, feldarabolódott röge van, melyen ismét mély szurdokon tör

át a Kogart. Ebben a szurdokban szárazon pusztult alaphegységi palasziklákat temetett be a felsőkréta tengerparti képződésű zöldhomokkő, ami itt a legalsó rétege a fergana-emeletnek.

Három, egymástól csaknem egyenlő távolságban felvett szelvény alapján tehát azt állapíthattam meg, hogy a Fergana-medence keleti szegélyzete legalább száz kilométer hosszúságban, közel az északdéli vonalon, mereven egymással egyközű töréseken lépcsősen süllyedt le. Ez a lesüllyedés a középázsiai nagy vörös sivatag, a hanhai-konglomerátumok lerakódása után és a nagy általános középázsiai epirogén kiemelkedés után következett be, tehát feltétlenül a neogénbe helyezendő. A törésvonalak közül jelentőségében kiemelkedik egy főtörésé, mely a 73 fok 45 perc-es meridián tájékán keletkezett. Ettől a töréstől keletre az alaphegység mindenütt magas emeleten van, s ma is magashegységet alkot, ellenben ettől nyugatra az alaphegységnek csak egyes szétszakadozott rögei rejtőznek a felszín közelében, mert általában be vannak temetve a róluk még le nem pusztult kréta-harmadkori táblákba. Így a Fergana-medence keleti szegélyén valóban egy északdéli irányú magashegységi perem van. Ez a perem okozta a humboldti Bolor elképzelését, vagyis azt, hogy a Fergana- és Tarim-medencék között haránt áll egy hatalmas hegylánc. A magashegységnek ez a pereme nyugat felől nagy távolságból valóban egyetlen összefüggő hegyláncnak látszik.

A Tarim-medence kásgári öblének északi szegélye. A Tarim-medence nyugati oldalán a hegyszerkezet más képet mutat. Ennek a medencének ilyen északdéli irányú nagy szegélytörése nincs. A Fergana-medence keleti főtörésvonalától 75 km legkisebb távolságban az Üscsat-völgy törésvonala, mely a Tarim-medence szélső külső peremtörésének tekinthető, délnyugat-északkeleti irányú, tehát 45 fokkal eltér az előbbitől. A Tarim-medence nem élesen határolódik el a Bolornak nevezett hegységek tömegétől, hanem hegyesen kiékelt völgyek által furakodik beléje. Ezért a Tarim-medence északi és déli pereme is hegyesszögben találkoznak nyugaton. Az északi oldalon az én megfigyeléseim a Maidan-dag és Altin-Artis, az Altin-Artis és az Üruk-szai kapujában levő Kiziloj-karaul, a Kiziloj-karaul és Csigacsakkarul közötti szakaszokra vonatkoznak, továbbá a kásgári lapály határos részeire, összesen 400 km-nél csak valamivel kevesebb útvonalra.

A Maidan-dag és Altin-Artis szelvény fővonásait kiemelve azt látjuk tehát, hogy az Akszáj-fensík nyitott a Tarim-medence felé. E fensík és a lapály között lépcsősen letört szegélyzet van, még pedig *hét* jól felismerhető, úgy a szerkezetben, mint a mai

domborzatban jellegzetesen kiemelkedő lépcsőből. Az első a 4500 m-re felvetődött Terektin-dag lépcső, melynek északon levő előöve vagy tartozéka a 4200 m tetőmagasságú Korumdu-dag. Ez a lépcső 16 km széles. A második a Kengyovig-lépcső. Szélesség 10 km, tetőmagasság 3900 m. A harmadik a Maidan-dag lépcső. Szélesség 15 km, tetőmagasság 3500 m. A negyedik a Tangitár lépcső. Szélessége 17 km, tetőmagassága 2500 m. Ez a négy lépcső kizárólag vagy legalább főtömegében felsőkarbon táblából van kitörve. Az ötödik is, a Togatak-lépcső. Ennek szélessége 10 km, tetőmagassága 2300 m. De ebben a lépcsőben a lépcső közbeiktatott fokain már a hanhai-táblák is jelen vannak, nem úgy, mint az előbbieken, ahol nyomukat sem láttam. A hatodik lépcső az Argu. Szélessége 19 km, tetőmagassága 1800 m. Ez artis-konglomerátumtábla, csak déli peremén felvetődésben mutatkozik a hanháirétegek éle. A hetedik a Tütürgü-lépcső. Szélessége 13 km, tetőmagassága 2000 m. Kizárólag artis-tábla ez. Mind a hét lépcsőnek közös tulajdonsága az, hogy összes rétegeik észak felé dűlnek, leszámítva a vetődések közvetlen szomszédságát. Valóban olyan a képe ennek a letöredezésnek, mint a löszfalak leszakadozásáé a jelenben szokott lenni, mikor a leszakadt darabok bedülnek a vetődés felé.

A tangitári szelvénytől nyugatra száz km. távolságban van az a szelvényem, mely a Tiensán belsejéből megszakítás nélkül levezet bennünket a Tarim-medencébe, s amelyet így az előbbi szelvény mellé lehet állítani.

A Tarim-medence első peremtörését ezen a szelvényen a déli hegylánc belsejében a Karaböktör nevű mellékvölgy tájékán állapítottam meg. Ez határozottan olyan természetű és nyilván neogén korú is, melyen a déli öv mélyen lesüllyedt. A vetődésben a karbon-mészkő alatt artis-konglomerátum észak felé 20 fokon dűlő padjai vannak. Mint a 26. ábra mutatja, a karbonmészkő itt is déli irányba tolódott fel. Ez a vetődés a tangitári szelvény ötödik, vagyis togataki törésvonalával állítható párhuzamba. Ezen az Üruk-Szai szelvényen tehát kevesebb lépcső van. A tangitári V. törésvonal mögött az alaphegység itt északon már széles tömegben van, s nincs keskeny lemezekre letördelve. A tangitári és az ürukszaji szelvények között fele távolságon van a Tojunvölgy. Ez a Csatir-Kul-tól levezet Kásgárig, de egyúttal elválasztja a Dsérüj nevű magashegységet is a tangitari keskeny gerincek vidékétől. Ezáltal kitűnik, hogy a Tarim-medence egymással merőleges vetődésekben sarkosan süllyedt be.

A Tojun az Artis-árkot csaknem vonalegyenesen 30 km hosszú medrével hasítja át. A tangitári VII. gerincnek nyugati folytatása

az Aktas. Ennek a képe van a 30. ábrán. Könnyen felismerhető ezen a csak néhány vonással odavetett vázlaton is, hogy a Tarim-medence sík fenekét és az Aktas hosszú, merev, egyenes törésvonalát széles törmelékkúpok választják el, illetve temetik be. Ahogy a folyóvizek itt is a nagy medence peremeinek mélyvonala felé igyekeznek, elárulják azt, hogy a Tarim-medence a magyar Alföldhöz hasonló alakot vett fel a süllyedésben. Azt az alakot, hogy a medence törzse valamivel csekélyebb mértékben süllyed, mint szélei, határvonalai. A süllyedés tehát egészben, egy lemezben, vagy terjedelmes lemezekben történt. A törésvonalak mentén, a peremeken pedig a legmélyebb beszakadások, árkok, meglazulások következtek be. Valahol a hegyekből nem ömlik törmelék, kavics, homok a szegélyre, ott tavak, mocsarak, vagy öntözésre alkalmas vápák nyúlnak el a hegyek alján. Ezért van a Tarim-medence szegélyzetén is a magas padlanokban sok helyen diluviális, esetleg korábbi vagy későbbi taviüledék.

A Tarim-medence nyugati öblözete a maga egészében az artis-konglomerátum által elfoglalt terület lehetett a neogénben. Ennek tanusága az, hogy Kásgártól nyugatra az Aktas hosszú gerince és a Musi-dombok között is széles betemetett árokszüllyedék van. A Kásgárból Ferganába vezető nagy karavánút ennek az ároknak töltelékjén van Kásgár és Karanglik-karaul között.

Kurpe-tau. Szerkezet szerint a Kurpe-tau devon palák redőzetén nyugvó egy nagyobb és egy kisebb felsőkarbon mészkőtáblából épült fel. Nyilván három egymás mellé tapadt rög van itt. A középső magasabbra került a két szárnynál. De a tönkfelszín kialakulása előtt megtörtént ez már, mert az ősi tönkfelszín alig ismer magasságkülönbséget. Mielőtt a mai arculat kialakult, egyenletesre kopott le már az egész. A három rög egysége ezután is megmaradt.

Az alaphegységet legjobban a Szujok-szelvény tárta fel utamon, a Kurpe-tau nyugati végén. A hegység északi lába mentén csak arról győződhettem meg, hogy az alaphegység keleti szakaszán a Koturtas körül egészen a Csirmacs-dombokig a hanhai-lépcső hiányzik, holott a Csirmacs-dombok egész szélességükben hanhai-rétegekből valók. A Csatir-köl alatt lehetnek e rétegek. De ezen a keleti szakaszon az alaphegység széles övön van a felszínen. A középső, Csirmacs-Kuzguntas szakaszon nagy a hanhai-lépcső, a fehér kvarcit vagy márvány telepekkel vegyes fekete agyagpalák, az Üjürmen-tau kőzeteivel feltűnően egyező rétegösszetételben, áthajolnak a Kurpe-tau derekán délnyugat, sőt déli irányba. A felsőkarbon mészkőtáblák itt legfeljebb kisebb dara-

bokban találhatók. A nyugati szakasz is ilyen, csak a hanhai-rétegek hiányoznak. A Szujok-völgyben az Ujürmen-tau északi oldalának folytatásaként jelentékeny törésvonalat fedeztem fel. Ez nyilván végig hasít a Csong-tör völgyön is, de valószínűen még tovább, az alaikui Terek-völgy vonalán egészen az alaikui Ojtal-medencéig követhető. Ettől a vetődéstől északra schwagerinás mészkőnek (az atbasi mészkőhöz hasonló) látszó vastag rétegek meghajlás nélkül való táblában dűlnek a Szujok-völgy felé 30—40 fokon. (XIV. tábla.) Távolabb a hegyeken félreismerhetetlenül ilyen mészkőtáblák vannak a Tegerek nevű völgy mentén, csakhogy ezek általában keleti dűlésben vannak, az Arpa-medence felé lejtősödnek. A (Nyugati-) Szujok déli oldalán ugyanebben a magasságban az alaphegység redőzetének vonalai láthatók. A Szujok-szelvény rézsutosan hasítja le a Kurpe-taut.

A Kurpe-tau keleti oldalán a nagy É—D vetődés azért is feltűnő, mert itt csupa észak felé dűlő felsőkarbon mészkő-táblákat oldalt hasított le, a vetődés egyenes vonalú árkán túl pedig mindenfelé nyugodtan fekvő vörös hanhai-rétegek hátságai terjengenek.

A Nagy-Nárin medence. A Fergana-hegylánc hosszúröge haránt helyezkedett el a Fergana-medence és egy medencecsoport között, mely utóbbit egynéven Nagy-Nárin-medencének nevezek. Leuchs (23—60. l.) rövid ismertetésében rámutatott arra, hogy erről a medencecsoportról a földtan más lényegeset nem tud, mint azt, hogy erősen gyűrt, préselt, de nem meghatározható irányú és tengelyű prekarbon redőzet tetejére, a redőzet lepusztulása után karbon elöntés rétegei kerültek. Az alsókarbon felső, majd *Vadász* meghatározása szerint az általam gyüjtött anyag alapján a felsőkarbon alsó, tehát együttvéve a karbon közepét jelző időszakban feltehetően az egész területet tenger borította el, s nyomban ezután új kéregmozgás keletkezett nagy gránitos feltörésekkel (intrúziókkal) kapcsolatban. A felsőkarbon óta a terület száraz, hegyei lekoptak, tönkfelszínné lettek, de szintén megnemhatározható időszakban benne lefolyástalan medencék keletkeztek. Ezekben a medencékben halmozódtak fel a „naryn-formáció" kőzetei, hatalmas vastagságú sós és gipszes lerakódások. Feltehetően a neogén végén a medencecsoport a Nárin-folyó által lecsapolást nyert, s azóta a nárin-rétegek tetején félsivatag, „badland" kimosott és kifujt, nyugtalan térszíne keletkezett. Ennek ellenére Huntington fensíkként látta a medencecsoportot az egész Tiensán szintézisében, melyet Leuchs hibás szemléletnek tart.

A medencecsoportot hosszában kétszer jártam végig, azon-

kívül keleti és déli széleit többször láttam. Magashegységi kutatások célkitűzése természetesen nem engedte, hogy tüzetesebben foglalkozzam vele.

A Fergana-hegylánc szerkezete valószínűvé teszi, ez különben már Musketov közleményeiből is kitűnik, hogy a prekarbon alaphegység képe a medencecsoport alatt hasonló a környezetéhez. *Musketov* a középtiensáni prekarbon Ny—K redőtengelyeket és az Alai-hegyrendszer hasonló csapású redőit a Fergana-hegylánc csapásához alkalmazkodó, nagy kelet felé visszahajló könyök kirajzolásával kapcsolta össze. Ez a rajz, bár kétségtelenül igen szellemes, kissé túlságosan merész azáltal, hogy a redővonalakat nem a mai állapot megfigyelési helyeihez rögzíti, hanem olyan rugalmasan hajló hullámzást ábrázol, mely prekarbon redőzetben valószínütlen. Valószínütlen tudniillik nem az, hogy ilyen csapású redőzet abban a korban keletkezett, hanem az, hogy annak a kornak ilyen redőzete itthagyta eredeti helyén maradványait. A Fergana-hegyláncban gyüjtött megfigyeléseim arra utalnak, hogy a prekarbon redőzet csapásai igen erős töréses orogénre, igen merev megtöréseket mutatnak, amik utólagosan keletkeztek. A Fergana-hegylánc mai tengelyének a prekarbon redőzet valamely csapásához köze alig lehet, mert az kétségtelen, hogy ez a hegylánc neogén törések között keletkezett hosszúrög, és semilyen gyűrődés rá kihatással nem volt. De *Musketov* megfigyeléseinek helyességét ezzel nem vontam kétségbe. Valóban megvannak a megjelölt réteghajlatok a megjelölt csapásban is, csakhogy én úgy láttam, ezek mind törésvonalak mentén történt hajlások, flexúrák, amenynyiben a Fergana-hegylánccal, illetve a Fergana-medence peremével egyközűek. A Nagy-Nárin medence a Tiensán egyetemes tönkfelszínének beszakadásaiból keletkezett, abból a tönkfelszínből, melyben nemcsak a prekarbon alaphegység redőzetének minden domborzati jelensége szűnt már meg, hanem ezeket a domborzati jelenségeket egyetemlegesen elborító középkarbon-felsőkarbon tengeri üledékek szerkezeti elváltozásainak felszíni kihatásai is. A Nagy-Nárin medencék csoportja maga is a Tiensán neogén eredetű tagjai közé tartozik földrajzi értelemben éppenúgy, mint a benne és a szélein magasló hegyrögök is.

A Nagy-Nárin medencék csoportjába tartoznak földtani értelemben a Terszkej-Alatau és a Koksál-hegylánc ollójába zárt öszszes medencék a Fergana-hegyláncig. Szorosabb értelemben, s ez a földrajzi szemléletnek is megfelel, csak azok, melyeket neogén tavi lerakódások vagy folyóvízi hozovány borítanak. Úgy tűnik fel, hogy valamennyi hosszabb-rövidebb ideig tófenék is volt.

Az ilyesminek megállapításához még sok bejárásra lesz szükség, de az egész arculat emellett szól. Középázsia tiszta levegőjében néha száz km-es távolságokat lehet áttekinteni, s jó térképek hiányát ennek kell pótolnia. Az orosz térképek ugyanis kevés tájékoztatást nyujtanak a kutatás számára, mert csupán közlekedési térképeknek tekinthetők. Azt a benyomást, amit nagy magasságból és távolságból nyert szemléletek nyujtanak, a szemből kitörölni nehéz. Ez pedig a nagy, egységes tómedencék kiürült feneke, melyeket völgyekre hasították szét a medencék meghatározott oldala felé szaladó patakok, a kiürült medencék megbillenése következtében.

A Nárin-folyó 225 km hosszú pályán, szinte mindvégig pontosan ugyanazon földrajzi szélességen maradva hasítja át a medencéket. Egyenes vonala különösen az Atbasi-folyó torkolata alatti 150 km hosszú pályán feltűnő. Ezen a szakaszon csak a széles völgyfenéken, abba bezárva építette ki kanyarulatait. Az Atbasi-folyó torkolata felett vonala kétszer megtörik. Mindkétszer hegyszerkezeti okokból, a völgyét kialakító törésvonalak rendszere által történt kényszerítés következtében, de sohasem a vízrajz körébe tartozó okokból. A Nárin feltűnően egyenes vonala nyilván hegyszerkezeti hatás eredménye. Arra sem a medencék tókorszaki alakja, sem a vízmennyiség változása, vagy a jégkorszak, valamint az esésviszonyok változása sem volt közvetlen befolyással. De ilyen merev, hegyszerkezeti jellegű a medencék mindegyikének alakja, s ez közös vonásuk is.

A hanhai-rétegek általános elterjedése a belső és szélső hegyeken azt bizonyítja, hogy a tómedencék keletkezése előtt az egész területen vörössivatag volt időszakos vizjárással. A tómedencék és feltöltésük mérete és mennyisége, miután a jégkorszak úgynevezett Akkija-állapota előtti időből valók, ellenben a vörössivatagba történt besüllyedéseikkel ezt követték, némi útmutatást nyujt keletkezésük idejére, valamint a hanhai-korszak befejeződésének idejére is. Annyi egészen bizonyos, hogy általában fakószürke és sárgásszürke töltelékeik éppenúgy különböznek színben, anyagban és szerkezeti helyzet által az alattuk levő hanhai-rétegektől, akárcsak a velük bizonyosan egykorú artis-rétegek ugyancsak ezektől. Pliocénnél idősebb kövület azonban belőlük még nem került elő. Egyelőre tehát nem helyezkedhetünk más álláspontra, mint a vörössivatag és hanhai-korszaknak a miocén végén való megszünésére, a megszünéssel egyidejű besüllyedésekre, a medencék ekorbeli keletkezésére.

A Nárin-folyó már 2300 m-en a medencecsoport tagjainak

egyikébe lép. Ez a tag a Nura-medence. Izoklinális, a déli törésvonal felé dűlt, 18 km széles ároksüllyedék, melyet kizárólag hanhai-rétegek töltöttek meg. A beszakadás az alaphegységet karbon fedelével együtt a beszakadás területén véglegesen eltüntette a felszínről. 1000—1200 m aránylagos magasságú hegyek talpig és azon alul ismeretlen mélységig vöröshomokkőből vannak. Ez a tömeg már a „narin-rétegek", a pliocén kavicsok és egyéb tavi üledékek lerakódása előtt itt volt. A Nura-medencét a Nagy-Nárin medencétől a Narinszkójetól 9 km-re keletre levő Icskeszu vonalán harántvetődés választja el. A Nura-tau hanhai-hegyei együttvéve magas emelet a Nagy-Nárin-medence mellett. A Nárin-folyó erről az emeletről még az Akkija-eljegesedés előtt, feltehetően már a pliocénben óriási törmelékkúpot rakott a vetődés alá. Ennek a törmelékkúpnak kiegészítéseképen a Nura-tau és az Alamisi-tau felől is kavicslejtők ereszkedtek alá. A Nura-medence feneke déli oldalán mélyebbre süllyedt, mint az északin, mert csak ennek következménye lehetett, hogy a Nárin-folyó a déli szegélyre szorult. Ezt pedig jóval a pliocén törmelékkúp lerakása után tette, mert a törmelékkúp a medence középvonala alá helyezkedett volt, a mai 3000 m-es magasság fölé.

A Nagy-Nárin medence szegélyzetének másik tagja az *Atbasi-medence.* Hegyszerkezeti nézőpontból ez egészen önálló és független süllyedék. Az Atbasi-medence sem medence tulajdonképen, hanem ároksüllyedék, mint valamennyi tiensáni medence, az Isszik-kulét sem véve ki.

Az Atbasi-medence déli oldala mindvégig egyetlen tömör hegylánc, az Üjürmen-tau. Olyan hosszú rög ez, melyet északi oldalán egy Ny—K törésvonal határol (ez előtt van az Atbasi-szárny) és egy NyDNy—KÉK törésvonal (ez előtt a Karakoin-szárny). Ez a két törésvonal élesen elhatárolja a déli magas fensíkokat a nárini medencéktől. Annál kevésbbé határozottak az Atbasi-medence északi törésvonalai. Itt egymással szögben eltérő hegygerincek rövidebb falaiból van a szegély összerakva.

Az Atbasi-medence domborzatának jellemző vonása szintén az, hogy felszíne az északi peremek felől egyenletesen lejtősödik a déli peremen levő mélyvonal felé. Szembeszökő, hogy ennek ellenére az Atbasi-folyó az általános lejtősödéssel szembefordulva ki tud törni északnyugat felé a medencéből. A medencétől északra kulisszák módján hat karbonmészkő gerinc van. A hat mészkőgerinc hanhai-táblák környezetéből magaslik ki fehér sziklafalaival.

A Nárin fölött 400 m tekintélyes magasságig megtalálható

szürke kavicsok, csupa karbonmészkő törmelék, sok hanhai-szirtet temettek be.

A Nárin és az Atbasi közötti hat gerincet együttvéve nem lenne helytelen *nárini középhegységnek* nevezni, abban az értelemben, mint a Magyar Középhegységet az Alföld és a Győri-medence közén. Nagy érdeklődéssel szemléltem ezeket a medencéket és szigethegyeiket, mert sok szerkezeti és alaktani hasonlóság van közöttük. Nem is hiszem, hogy az Alföld történetét jól lehessen kutatni, különösen pliocén korabeli állapotát megfelelően lehessen kirajzolni ilyen középázsiai medencék ismerete nélkül. Itt olyan medencetöltelékek, melyeket otthon csak fúrási szelvényekből ismerünk, ugyanolyan, ha nem több vastagságban kitűnően fel vannak tárva, sőt mondhatjuk, hogy teljesen meztelenül állanak előttünk.

A Nagy-Nárin medence képének az Atbasi-torkolat alatti vidéken jellemző vonása a hegyrajzi vonalaknak nyugat felé való sajátságos szétágazása. Nem kerekded medencét alakító ívek vannak itt, mint a párisi medence keleti felén, hanem olyan merev, egyenes vonalak, mint az üvegtábla törései. Hangsúlyozni kell, hogy nemcsak az alaphegység, a karbonmészkő táblák, vagy a hanhai-táblák törései ilyenek, hanem a medence laza, túlnyomóan tavi eredetű pliocén töltelékjét is ilyen hosszú, egyenes vonalú vetődések érték. A vetődések hegyesszögben metszik egymást, s hatásuk alatt hosszú, egyenes dombsorok keletkeztek, milyeneket felszíni vájó erők sohasem készíthetnek. A hegyszerkezeti alapvetést e dombsorok keletkezésében az is bizonyítja, hogy az egyes dombsorok tengelyei egymással rendesen könnyen felismerhető szögeltérésben vannak.

A Nagy-Nárin főmedencéje lekopott térszínű és vörös (főképen durvaszemű) hanhai-konglomerátummal borított karbonmészkő-táblahegység beroppanása következtében keletkezett. Süllyedése a hanhai-rétegeket érte. A süllyedék legidősebb rétegei sósagyag, gipszes márga. A süllyedés a nagy tó kialakulása után is folytatódott, s ennek következtében a feltételesen miocén korúnak vett sós-gipszes rétegsorozatot a kelet felől nyugatnak ollószerűen szétnyíló vetődések emeletekre szabdalták, illetve két emelet közén egy magasabban maradt hosszú táblarögöt hasítottak ki. Ezt a táblarögöt nyomás, némi gyűrődés érte. A táblarög (kimagasló ormáról Emirsak-nak nevezve) mögötti emeletet két folyamat egymással való küzdelme befolyásolta. Az egyik az emeleten végbemenő medence-süllyedéseké, a másik a főmedence déli peremhegységéről, az Aktal-tauról lefutó vízek kivájó és feltöltő

munkálkodásáé. Emelet keletkezvén az Emirsak-dombsor gátja mögött, itt pliocén-korúnak vett édesvízi tó foglalt helyet. Ennek a pliocén-tónak lerakódásai kavics, homok, meszes homokkő és homokosagyag. Egységes tóra vall a pliocén-rétegek általános 2100 m-es tető magassága. De nagyon zavarta és üledékeinek minőségére is állandóan befolyással lehetett az Aktal-tau folyóvízeinek koronkint és helyenkint nagy tömegben megjelenő hordaléka. Az emeletet az Emirsak-dombsorig leérő kavicssávok, pliocén-diluviális patakok hozoványai részekre osztották. Az emeleten a kavicskúpok, kavicstöltések és tavi homokok a pliocén-tavat betemették. A betemetés után azonban új, kisebb medencék süppedtek be. A süllyedés itt állandó folyamatnak látszik. Tósor keletkezett. A tavak, nyilván késői dilúviumból való tavak, lecsapolódtak vagy szintén feltöltődtek. A Karabük-, Aktal- és Khakköl-tófenékek mai síma térszíne azt mutatja, hogy ez a három lecsapolás útján került szárazra, az Emirsak-dombsoron vágott réseken. Az utolsó folyamat a patakok által való haránt átszeldesés, melyet a két terrasz ellenére is bízvást vehetünk ó-alluviálisnak és az alluviumban folytatódónak. A legutolsó alakulat képét szemlélteti kissé példaszerűen a 46. ábra.

A főmedencének a Bajibcse-tau és az Alabuga-folyó közötti szakasza más képű. Itt már hiányzik az Aktal-tau kulisszája. A sokkal magasabb Bajbicse-tau előhegység nélkül néz közvetlenül a főmedencére. Maga a Bajbicse-tau éppen olyan karbonmészkő gerince, mint az Aktal-tau és említett öt társa és éppenúgy kulisszaszerűen áll az Aktal-tau mögött, mint amazok sorban egymás mögött. A Nárini-középhegységnek főtömege teljesen ismeretlennek mondható. Nemcsak földtani, hanem földrajzi nézőpontból is. Minden, amit erről a (Szuukkapcsagájtól az Arpa-szurdokig mérve) kereken 100 km hosszú és 30 km széles hegytömegről tudunk, kevés mondatban foglalható össze. Szinte csak körzetét tudjuk meghatározni. A térképen elfoglalt alakja meglepően hasonlít déli társához, az Ujürmen-tau alakjához. Az északi oldalon az Aktal-tau és a Bajbicse-tau kettős tagozatú gerincei, a déli oldalon a DNy—ÉK csapású Kojkagar-tau és mellette a Ny—K csapású Gyamandavan-tau lapályos medencék meredek oldalaiként jelennek meg mindvégig. E meredek szegélyzetek mögött erősen feldarabolt széles hátság lehet, mert magasan kiemelkedő csúcsok nincsenek benne, és a kirgizek szerint széles hegytetők vannak benne. A hegység belsejét is Orto-szírtnek nevezik.

A Bajbicse-tau egészen 3000 m-ig temetődött be saját kavicsövezetébe. A főmedence tehát itt igen magasan, még pedig kavics-

pusztával kezdődik. Annak a nagy kavicspusztának, mely a Bajbicse-tau lábától az Alabuga medréig terjeng, *Bürlü* a neve. A Bajbicse-tau lábvonala felett olyan cirkusz-alakú völgyek vannak 3000—3200 m-es csorgókkal, melyekről fel lehet tenni a jégvájás okozta eredetet. Az sem lehetetlen, hogy az Akkija-állapotban bizonyosan egész terjedelmében eljegesedett Orto-szírtről tömérdek kavics került az alatta levő, aránylagosan igen mély főmedencébe. Tény az, hogy lábvonaláról az Alabugameder vonaláig (2200 m a Kaska-szunál és 1500 m a torkolatnál) egyetlen és egységes lejtő terjeng. A lejtő határa keleten a Mukácsi-völgy, nyugaton pedig a lejtő elkeskenyül és a Kaska-szuig kiékelődik. Legnagyobb szélessége 37 km. A lejtő derekán az Emirsak-dombsor, bár alig észrevehetően, végighúzódik. A Nárin-folyó mentén is feltűnik a vetődésben a dombsor, de ez a két gát annyira be van temetve a diluviális kavicsmezőbe, hogy az egész Bürlü nagyjában kiegyenlítettnek vehető. Ebbe a szétterült lejtőbe a diluvium második felében és azóta egymással egyközű, vagy kissé legyezőszerűen szétágazó széles, ucca alakú, síma fenekű, meredek alámosott falak által szegélyezett völgyek vésődtek. A völgyek fenekén hol van csergedező patak, hol nincs. Többnyire nemcsak patak hiányzik, hanem a sivatag tökéletes bennük. E völgyek igen mélyek. A főmedence miocén tavi üledékeit is feltárják.

Az Alabuga-folyó egyetlen nagy vetődésbe helyezkedett mély árkával. A vetődést véges végig bizonyítja két oldali alámosott domboldalainak egymástól mindig eltérő szerkezete.

A Monagildi-torkolata közelében van a Sapalak nevű hegy. Ez olyan, mint a többi, csak az Alabuga alámosása következtében szembetűnőbb. E hegyen a nárin-rétegek az Alabuga-vetődésben 45 fokos dülésű szinklinálisban vannak, de láthatók, hogy DNv irányban a megfelelő antiklinális a dombtető vízszintes rétegeibe megy át. ÉNy felé a szinklinálist vetődés vágja el, s emögött vannak a vízszintes rétegek. A nárin-rétegek minden ilyen szerkezeti zavara ellenére is észre lehet venni, hogy általában még most is alkalmazkodnak a főmedence alakjához, mert végül mégis csak a főmedence mai közepe felé lejtősödnek. A nárin-rétegekben vezető rétegeket találni a későbbi kutatásban sem lesz könnyű, mert az ezerszer ismétlődő, többnyire csak néhány arasznyi vastagságú márga, agyagosmárga, sósagyag, agyagos homok és meszes homokkő rétegek nagyon egyformák.

Az a porfiros biotitgránit hegytömeg, melyet a Kaldama-, Makmal- és Ojkajin-tetőkön 23 km-nyi terjedelemben láttam, a Fergana-hegylánc alaphegységéhez tartozik. Áthasítja a Fergana-

hegylánc ÉK oldalát kísérő vetődés is, ezt a vetődést követi a Kildi-folyó, de érték É—D vetődések is, még pedig legalább három ilyen irányú fővetődést lehet megállapitani. Az egyikben a Kaldama karbonmészkő-röge került a nárin-rétegekkel, itt folyóvízi kaviccsal borított gránit-rög mellé. A másikba a Kildi-folyó alsó szakasza került. A harmadik pedig lehasította a nagy gránittömzsöt keleten, s így a Nagy-Nárin főmedencéjének nyugati pereme lett. 2960 m az Ojkajin-tető. Nyugati oldalán széles árkok vannak a gránittömzs hátán. A tetőn szélfúvásos gránittörmelék. Mindjárt a tető legmagasabb része mögött van a fővetődés. Ezt széles törmelékkúp borítja be, mely beleágyazza magát a medence nárin-rétegeibe. A főmedence szegélyzete itt pliocén kavics és homok. De széles löszöshomok hátságok is vannak a szegélyzeten. Mély völgyek dombokká tépték szét ezeket a pliocén hordaléklejtőket, de aránytalanul visszariasztóbb itt is a medence belseje, ahol a pliocén alól a felszínre jut a miocén medence-töltelék. Ezt a szél és az eső járhatatlan szurdokvilággá tépdeste szét.

Alaiku. Az Alaiku és Karakuldsa folyók egyesülése által lett a Kara-darja. Attól a helytől (Tokotáj falutól), ahol e két folyó egyesül, mintegy 30 km-re keletre az Alaiku kilép egy jelentős törésvonalon át a Tiensánból a Fergana-medencébe. Ettől a törésvonaltól keletre a Koktán-hegységig, pontosabban az utóbbi hegység leírásában említett Isigart-törésvonalig közepes magasságú röghegység terjeng. Nyugat-keleti irányban e hegység terjedelme 70 km. Legmagasabb ormának egy mészkőrög látszik, a Baba-hegy. Ez az orosz térkép szerint 4260 m. *Alaiku* voltaképen a hegység keleti részében, közvetlenül a Koktán-hegység említett törésvonala alatt levő tágas medencének a neve. A Magas Tiensán c. munkámban ismertetett Koktan-tau nyugati nyúlványainak *Üzgenbas* a neve. A nyúlvány északi oldalán van a Kogart-völgy, nyugati oldalába a Tüzasu vájt egy széles cirkuszt a pleisztocénben, déli oldalán pedig az Ücstas-folyóba igyekvő Attej-Karatas és Temirgen völgyek erednek. Ez az Üzgenbas-fensík az alaphegység É—D redőzetének röge. Kőzete főképen csillámos kvarchomokkő, melyet a rétegsorban az eddigi kutatások alapján a devon és karbon határára szoktunk tenni.

Az Üzgenbas-rögöt az említett három oldalon egymással derékszögben jelentős vetődések határolják. E vetődések alatt mind a három oldalon angara-rétegek összetöredezett táblái vannak. Az Ücstas oldalán nagy magasságban (3300—3700 m) az angaratáblák sokkal nyugodtabban, csaknem vízszintesen fekszenek. Ez elég bizonyíték arra, hogy idegenül fekszenek az alaphegység

Üzgenbas rögén és körül. Az ücstasi angara-rétegek zöldes színű homokkő tábláin azonkívül a hanhai vöröskonglomerátuma olyan fedőréteg, mely szabályosan fekszik rajtuk. Az angara-rétegek vastagsága itt igen nagy, legalább ezer m.

A Kogart-völgy vörös hanhai-rétegei mély öböllel nyúlnak be ebbe a völgybe az Aigir-bulakig. Négy északról jövő völgy, keletről nyugatra sorjában a Kaska, Depke, a nagy és a kis Balgandi az angara-rétegek függőlegesre állított homokos szenes agyagpaláit hasítják haránt irányban keresztül, mielőtt az Alaikumedence hanhai-rétegeit elérik. Csak a Keltesura nevű völgy keleti oldalán van az az É—D vetődés, tehát a Koktan-tau alaphegységének leszakadásától számítva a harmadik törésvonal, ahol a hanhai-rétegek az Alaiku-medencét teljes szélességében elfoglalják. Nemcsak az angara-táblák tűnnek el itt a mélyben, hanem megváltozik a medence képe is. A hanhai-rétegek szélessége 18 km. Eredetileg a mai 3400 m-es magassági görbéig vöröshomokkő töltötte ki a medencét. A medence legmélyebb pontja ma 2100 m körül van. A medencét kitöltő vöröshomokkő vastagsága tehát jóval túl van az ezer m-en.

Az Ojtal-medencéből az Alaiku-folyó a nagy szurdokba, a *Kapcsagáj*-ba folyik. A tágasság után szűk szurdok következik. Ennek a szurdoknak felső szakasza 17 km és ÉÉNy irányú, mereven egyenes vonalat rajzolt a tájba. Hegyszerkezeti előidézettsége tehát kétségtelen. Alsó szakasza is csaknem pontosan ilyen hosszú, ha csak az alaphegység redőzetébe vésett ágyát mérjük, a kréta-tenger partvonaláig. Ez az alsószakasz a felsőre feltűnően pontosan merőleges. De nyilván merőlegesek egymásra a vidék összes főbb szerkezeti vonalai is, úgyhogy az arculatban határozott négyzetes szabályosság jut kifejezésre. A felsőszakasz a Fergana-hegylánc csapásában van, az alsó szakasz pedig az Üjürmen-tau csapásában. A Kurpe-tauról szóló fejezetben említettem, hogy az Üjürmen-tau nagy hosszanti törésvonalainak folytatását az északi Szujok és Csongtör völgyekben kétségtelenül megállapíthattam. Ha a Balgandi-hegylánc északi oldalán is ilyen hosszanti vetődést tételezünk fel, ami sem Musketov ábrázolásával, sem a Terek-völgy mereven egyenes hosszú vonalával ellentétben nincs, e törésvonalon a Pura-röghöz és az Ojtal-katlanhoz jutunk. Amilyen kevés szerepű az alaphegység redőzete a Tiensán mai arculatában, annyira uralkodnak rajta a különböző korú törésvonalak rendszerei. Az Alaiku-Kapcsagájban, ami nemcsak a szurdokok, hanem egész hegyvidékük neve is (még a politikai felosztásban is szerepel a Kapcsagáj-volosz!), a négyzetes hegygerinc és

völgyrendszer érvényesült az Akbogusz, Tongse, Tujuk, Toktos és az Alaiku említett alsó szakaszának egymással egyközű vonalaiban.

Ahogy én láttam, a hegyszerkezet itt sokkal bonyolultabb, mint általában a Tiensán belsejében. Az alaphegység redőzetét itt olyan átalakulás érte, hogy a redőzet csapásvonalait alig lehet vezérvonalakkal kirajzolni. Mintha két gyűrődési tengely keresztezné itt egymást. De a két gyűrődésnek természete egymástól eltérőnek látszik. Legvalószínűbb az, hogy az uralkodó és alapvető gyűrődés Ny—K tengelyű volt, az Alai-hegyrendszer felé való visszahajlásban. A másik gyűrődési tengely az előbbire nagyjában merőleges, illetve mereven É—D tengelyű. Ez a tengely azonban bizonyosan fiatalabb korban keletkezett, mert kihatott a mezozói rétegekre is, sőt éppen ezekben mutatkozik legélesebben. Alakjuknál fogva azonban nem az igazi gyűrődések alapidomához tartoznak, hanem igen kifejlett, a valóságos redőzet alakját felvett álredők, nagy egyoldalú lebukó flexúrák kísérői.

A paleozói alaphegység az Alaiku-Kapcsagáj hegységben is főképen fekete agyagpala, a devonnak ez a tiensáni főkőzetéből van. A felette levő karbon-rétegekben a következő sorozatot láttam: 1. Fekete meszes kvarchomokkő, 2 .Fekete, fehér mészpáterei által feltűnő kissé homokos mészkő, 3. Vastagpados szürke mészkő, 4. Vörösese arkózás homokkő. *Musketov* D. szerint ez mind az alsókarbonhoz tartozik, a devon és karbon között hézag nincs, valamint a karbonban sincs. A nagy hézag csak a karbont követi az általános szárazulattá átalakulással. Fel kell hívnom a figyelmet arra, hogy az Alaiku-Kapcsagáj hegységben lényeges különbség van a babatasi mészkő és a nála idősebb kőzetek szerkezetében. Úgy a csapást illetőleg, mint az összepréseltséget. Igen nagy középázsiai területnek bejárása után valószínűnek kell tartanom, hogy az Alaiku vidéke még osztozott a vele keleten szomszédos vidékek sorában, tehát a devon-karbon rétegsorozatban orogén megszakítás van. Minthogy a rétegek korát meghatározni nem tudtam, és csak kőzettani hasonlóságok alapján ítélhettem, ennek az orogén megszakításnak földtörténeti időpontjáról természetesen nem nyilatkozhatom.

A felsorolt rétegek ebben a hegységben általában déli irányban dültek, a devon-rétegek kivételével, melyek annyira préseltek, hogy futólagos szemlélettel nem, csak a megfigyelések ezreivel lehet redőzetük szerkezetét kirajzolni. A fiatalabb paleozói rétegek általában síma táblák, melyek a Tar-Alaiku völgyszakasz északi oldalán 60—80 fokos meredekségben is láthatók, de a folyó

mentén többnyire csak 20—30 fokos déli dülésben vannak. Nem gyüretlenek itt, mint a Babatas hegyben, hanem aránylag enyhe hajlatokat mutatnak. A Tar-Karatas törésvonal jelenléte kétségtelen, bár nem okozott nagy függőleges elvetődést, éppenúgy, mint a vele derékszögű, felső szurdokbeli törésvonal sem. A két oldal kőzetei mindkét szakaszon ugyanazok, csak szerkezeti ellentét van közöttük.

Az *Alaiku* folyó olyan hegységet szel át, melynek négy szembetűnő lépcsője van. Az első lépcső maga a Szárbie-tömzsöké, a második egy 4 km széles mészkő-lépcső, a harmadik 3 km széles diabázos lépcső, végül a legalsó 6 km hanhai-rétegekkel borított mészkő. Ezek a lépcsők mind a Fergana-medence besüllyedésével kapcsolatos szegélyzeti levetődések. A lépcsőkön kézzelfogható bizonyítékokat látni arra, hogy a fiatalabb paleozói rétegek az idősebbektől szerkezetben elváltan gyüretlenek. Ez a ferganai vetődésekkel szemben való viselkedésükből is kitűnik. A ferganai vetődések kétségkívül fiatalok a paleozói rétegekhez képest. De a vetődések a késői palozói rétegeket ép táblákként, gyűretlen állapotban érték. Csak így lett lehetséges, hogy a harmadik diabázoslépcsőben, a sötét mészpáteres mészkő táblái messze látható É—D csapású függőleges helyzetbe kerültek egy nagy lehajlásban. Bezzeg a devonpalák, a ferganai letörésekben is, alig vesztették el régi gyűrt szerkezetüket. Lerogyott rögeiken mérni is alig érdemes.

Mindent összevetve úgy tűnt fel nekem, hogy itt a devonrétegek Ny—K csapású redőzetén általában déli irányba, izoklinálisan települtek, illetve ilyen helyzetbe kerültek karbon-rétegek, s ezután jöttek a ferganai vetődések, melyek mindkettőt nyugati irányba, lépcsőkre szeletelve lebillentették. Ez a folyamat tarka részleteket alakított ki. Kis eltolódások, tépések, préselések keletkeztek, amik a heves süllyedések kísérői szoktak lenni. Minden jel arra mutat tehát, hogy az Alaiku-Kapcsagáj hegységben igen előkelő szerkezeti határvonalon vagyunk, a Tiensán és Fergana határán, a kettő közötti főtörésvonalon. Nyugati irányba ható nyomások eredményeire bőven találunk, ezek azonban nyilván a nyugati oldalnak igen mély besüllyedésével, az erre az oldalra való rátolódással kapcsolatosak.

Amennyire kétségtelen az, hogy az Alaiku-Kapcsagáj kockaszerű rögét Ny—K és É—D irányú törésvonalak hasogatták szét, valamint az is, hogy az elsők az alaphegység redőzetének csapásában vannak és nyilván ennek hatásából születtek meg, az utóbbiak ellenben a Fergana-medence peremtörései, annyira ismeretlen még e kétféle törések időpontja, illetve ütemeik. Mert fel kell tenni, hogy

nem egyugyanazon orogén folyamat következményei, ha a hanhai-rétegek helyzetéből és szerkezetéből kiolvasható is az, hogy mai alakjukban harmadkoriak. Középázsia lánchegységei általában hosszú hasábrögök, paleozói redőzetekből kihasítva és azok csapásában, de semmiesetre sem gyűrthegységek *Suess* feltevései értelmében képzelve azokat. Itt a Fergana-medence szélén a rögök alakja azért kockaszerű, mert a haránttörések erőteljesebben mutatkoznak, nagyobb az orogén szerepük, mint akár távolabb a nagy süllyedésektől, akár azokon a vidékeken, ahol a hosszúrögök (lánchegységek) egyközűek a medencék peremével. A Fergana-süllyedék irányában a hosszú hasábrögökből kockák hasadtak le a végeken. Az Alaiku-Kapcsagáj nyugati szélén a Bujga-völgy nagy törésvonala a határvonal. Ennek hossza lehet 100 km. is. A Gyázi-völgyben, az Alaiku-folyótól északra 38 km távolságban pontosan a Bujga csapásában találtam a ferganai főtörésvonalat, innen délre pedig 25 km-en jártam rajta. Ez a vetődés bizonyosan krétakorú, talán pontosabban turon-inak is meghatározható. De a repedések megindulása nem jelenti azok befejezését is.

Fergana-hegylánc. A Fergana-medencét a Nárin-medencétől elválasztó, s ezért Fergana-hegylánc nevet nyert hegység helyzete és vízrajzi sajátsága által a Tiensán minden más hasonló méretű hegységénél nagyobb mértékben vonta magára a figyelmet. Helyzete a két medence között különös önállósággal ruházta fel, mert csak két végén símul más hegységekhez. Délnyugati oldalának középső és terjedelemben fele része közvetlenül határos a Fergana-medence kréta-harmadkori táblák alacsonyabb, 2500 m-nél általában nem magasabb hátságaival. Ezen az oldalon négyezer m fölé emelkedett és szinte az egész évben havas ormainak sorozata igen feltűnő. Északkeleten az ÉNy—DK tengelyű hegységnek három Ny—K tengelyű hegylánc ütődik ugyan, de közöttük tágas medencék vannak, melyek szélességükkel e hegyláncok szélességét felülmúlják. A Fergana-hegylánc tehát erről az oldalról is kivételesen szabad és feltűnő. Még inkább hangsúlyozta a Fergana-hegylánc önállóságát az a vízrajzi tulajdonsága, hogy a Nárin nagy áttörésétől a Koktan-tau Dsérüj fensíkjáig, tehát valami 180 km hosszúságban csaknem mértani egyenest mutató vízválasztó vonal van gerincein. Érthető, hogy a hegység behatóbb földtani megismerése előtt benne nagy, egységes hegyszerkezeti redőt láttak. Ezért meglepetés volt számomra, hogy 1906-ban a Kogart-szelvényen az egész paleozói redőzetet a vízválasztó fővonalra haránt helyzetben találtam, majd a Gyázi-Alabuga szelvényen 1909-ben ugyanígy. *Musketov j.* a következő években a paleozói redőzetet

megszerkeszteni óhajtván, ugyanilyen eredményre jutott. Nevezetesen arra, hogy a mai hegyláncoknak a paleozói redőzethez kevés közük van, sőt a mezozói-harmadkori nyergekhez is kevés, illetve utóbbiak csak a délkeleti szárnyon vannak a Fergana-hegylánc csapásában.

A Fergana-hegylánc és a Gyamandavan-hegység egyugyanazon tönkfelületből vannak kihasítva. Akármilyen az eredeti szerkezetük, az feltétlenül egészen elmosódott és belesimult közös tönkfelszínbe. Az alaphegység paleozói-redőzetének az arculatra és domborzatra közvetlen hatása itt nem lehetett, csak olyan törésvonalak közvetítése által, melyekre az alaphegység redőzetének kihatása volt. Az egyes rögök tetőtérszíne, egyenletes magassága azt egymagában is elárulja. Kétségtelen tehát, hogy úgy a Fergana-hegylánc, mint a hozzá kelet felől támaszkodó hegygerincek végeredményben kizárólag az összetöredezés által keletkezett olyan hosszú, keskeny, hasáb alakú rögök, mint amilyenek szinte mindenütt vannak a Tiensánban, s ennek a hegyrendszernek legjellemzőbb alkatrészei. Ezek a hegygerincek sem *Suess* altaidáival, sem azoknál fiatalabb redőkkel közvetlen kapcsolatban nincsenek, hanem egyszerű hosszúrögök, s mai szerkezetüket és alakjukat igen későn, kétségkívül a nagy hanhai lerakódások befejeztével, tehát a neogénben nyerték.

Az Alabuga-folyó a Fergana-hegylánc alól 63 km hosszú egyenes vonalon folyik ÉK irányban az Aksirják-gerinc keleti végének Mingyilke-hegyéig. Az Aksirják-gerinc itt lépcsősen, darabosan leszakadozott. Darabjaiból gát állott az Alabuga-folyó elé, melyeket a folyónak nagy kanyarulatban sikerült csak keresztül törnie. Ez is nyilván tekintélyes, elsőrendű törésvonal. Nemcsak az ősi tönkfelszín hegységeit érte. Nemcsak a Sárbel hegyet hasította le keleti végén. A Nagy-Nárin medence töltelékjére is kihatott, hiszen az Alabuga-folyót is magához tudta kötni és létre hozta a Nagy-Nárin medence egyik feltűnő diszharmoniáját. Azt, hogy az Alabuga-folyó említett vonalától nyugatra minden völgy és a medence nyugati szárnyának egész lejtősödése egyenesen keleti irányú, ferdén az Alabugára, míg e vonaltól keletre minden völgy a Bürlü óriási, csaknem 30 km sugarú törmelékkúpján annak szabályos lejtőfolyóinak kimosó munkája által keletkezett. A Bürlü töltelékje egy olyan süllyedéket töltött meg, melyhez képest a nyugati szárny, a Makmal, magasabb emelet. A Sárbel keleti végét lehasító vetődés azonos az Alabuga nagy vetődésével és ez a vetődés a neogén rétegeket ketté tépte.

A Gyamandavan-hegység nyugati vége ugyanebből a karbon-

mészkőből van, mint a Sárbel-hegy. Rétegeinek dűlése is hasonló, tehát a hegygerincének csapása valami 45 fokon eltérő. A Gyamandavan-hegygerincet kihasító nagy Ny—K vetődések tehát függetlenek voltak a karbonmészkő-rétegek felépítésétől. Ezt különben a Tiensánban mindenütt így találtam.

A Sárbel-hegy és a Gyamandavan-gerinc nyugati vége alatt nagy törésvonal van. Ez a törésvonal éppen olyan hosszú, mint a Fergana-hegylánc. Benne a Fergana-hegylánc keletkezésének okát és alakjának előidézőjét látom. Ahogy a Fergana-hegylánc délnyugati oldalának törésvonalaiból és általában az eddig ismert földtani adatokból következik, a Fergana-gerincet és vízválasztó vonalát ez a nárini oldali törésvonal tette feltűnő egyenessé. Olyan a térszín a Fergana-főgerincet kísérő törésvonalon, hogy 100 km hosszú egyenes vonalán akadálytalanul végiglovagolhatunk. Szinte végig folyók, patakok vannak benne.

A Tüzbel tájékán bármelyik völgyön menet át lehet kelni a Fergana-hegyláncon. Ez a már említett tönkfelszín domborzati jellegének következménye. A Fergana-hegylánc ezen a szakaszán egyáltalán nem tűnik ki környezetéből. Voltaképen nincs is itt főgerinc, csak fővízválasztó van, mely a tűzbeli törésvonal árka miatt keletkezett. Ebben az árokban erős kimosás van, mély erózióbázissal, s ez egyensúlyban van a ferganai oldalával. A fővízválasztó tehát egyenes marad.

A Csitti-rög nyugati oldalán 3270 m-en fekszik a törésvonalon az angara-homokkő tábla, s innen 13 km szélességben, egészen a völgy 2540 m-es pontjáig más kőzetet nem láttam a felszínen. De a Csitti-hágóról a Gyamandavan-hegység felé tekintve is feltűnik, hogy a főtömeget alkotó karbonmészkőnek 50 fokos dűlésű rétegeinek lenyírt tetején néhány száz m vastagságban fekszenek eltérő irányban dőlt, legfeljebb 20 fokos lejtésű, szemmel láthatólag vékonyabb rétegezésű üledékek. Nem alaptalan az a feltevés, hogy ezek angara-palák vagy homokkövek, s talán a Csitti-hágó alatt nyugaton levő homokkőpalákkal egyeredetűek. Ebből az következik, hogy a karbonmészkő rétegeket már az angara-rétegeket megelőző letarolás előtt elmozdulások érték. A letarolás után telepedtek a mészkő rétegfejeire az angara-rétegek. A nagy egyetemleges emelkedés után kisebb mértékű elmozdulások érték újra az egész hegységet. A környezetben történt nagy neogén süllyedések kihatottak a magasan maradt hosszú rögökre is, ami egyébként az egész vidék, sőt az egész hegyrendszer földtani térképéről, különböző anyagú rögök egymás mellett való elhelyezkedéséből is kiolvasható.

A Csitti patakja valamivel 2600 m alatt ér az angara-rétegekkel borított, aránylag feltűnően csekély magasságú rög szélére és magasabb, sziklás hegyek közé vájt szűk völgybe kerül. Mindjárt a szűkület elején 2540 m-en a Csitti a Karasura-folyóba ömlik. Idáig a vetődések egyközűek a Fergana-hegylánc vízválasztójával, itt azonban határozottan ÉÉNy csapásban függőlegesen álló és alsókarbon korúnak vehető vékonyleveles, kékesszürkére málló mészkőpala és vastagabb palás mészkő van. Ezzel egy újabb alaphegységi maradványra jutottunk. A mészkő keskeny öv. Lejebb préselt agyagos sötét meszes palák következnek. A Karasura-folyó 14 km hosszú, egyenes, NyÉNy irányú völgyben folyik, s ezen a szakaszon mindvégig ezeket a palákat hasítja. A palák csapása ÉÉNy irányból mindinkább ÉK irányba megy át a völgyben lefelé menet. Ez tehát tökéletesen megfelel *Musketov* összefoglaló rajzának. Besterek nevű kislak táján (1630 m) a folyó kilép a palák rögéből. Újra angara homokkővel borított rögre kerül. Talán 5 km széles ez a rög. A rétegek ÉNy felé dűlnek 10 fokon, egészen a Karasura és Gyázi egyesülése tájáig (1400 m). Itt kezdődik a harmadik alaphegységi rög, helyesebben lépcső. Ez is 5 km széles, metamorf paláit (2—203 sz.) nehéz megkülönböztetni az előbbiektől, de nyugat felé meredeken dülő rétegeik ismét 340 fokos csapásban vannak. A harmadik lépcsőt határolja a Fergana-medence főtörése, melyet a Bujga törésvonallal hoztam kapcsolatba. Itt kezdődnek a medence vastag vörös hanhai rétegei, egyúttal a hegység pereme is itt van.

A *Kogart*-szelvényen az alaphegység redőzetéből való rög sokkal szélesebb. A Fergana-hegyláncot kísérő belső főtörés és a Fergana-medence kréta-harmadkori rétegeinek szegélyét jelentő vetődés távolsága a Kaldama-hágótól a Kültambesz (Küldimbesz) völgyig mérve 29 km. És ezzel az alaphegység még nem teljes. A Kaldama-hágó (2310 m) nemcsak a főtörésvonalán, de egyúttal az aksirjáki hatalmas porfiros biotitgránit tömeg nyugati határán van. Itt a legszélesebb a Fergana-hegylánc és a legalacsonyabb (3200 m).

Jellemző a Fergana-hegylánc szerkezetére, hogy a Kogarthágó tájékán is az alaphegység redőzete Ny—Ek csapásban van. A redőzetnek tetején itt is angara-rétegek vízszintes táblái mutatkoznak. Az alaphegység redőzetét pedig a Kaldama-vonalon vetődés lehasítja, s itt megjelenik a gránit. A Kaldamától a Makmálig, tehát 26 km hosszúságban nem láttam más alaphegységi kőzetet, mint porfiros biotitgránitot. A Kaldama és a Küldü-völgy ároksüllyedékhez hasonló. Azok a kétszáz m vastagságot is elérő

kavicsok, melyek a Kaldama-hágó körüli dombokban vannak, s melyekbe a keleti Kogart és Küldü mély árkokat véstek, pliocén korúak. A Bicsán-medencéhez csatlakozva az árokban nagy kavicstömegek halmozódtak fel. A Kogart-szelvényen ezek a kavicstömegek töltik meg a Fergana-hegylánc és az Aksirják gránittömege közötti hézagot. *Machatschek* megfigyelése az általam bejárt két szakasz közötti hézagon megerősíti azt a feltevésemet, hogy a vetődésben levő hosszú völgy már a tönkfelszín feldarabolódása alatt keletkezett, neogén kavicsain kívül diluviális moréna is feltöltötte, de benne az elmozdulások annyira fiatalok, hogy még a morénák sem mentesültek a vetődésektől.

A Tarim-medence délnyugati szegélye a Kiziljarttól Jarkandig. A Kásgár és Jarkand mögötti magashegységben gyűjtött megfigyeléseim között olyan adatok is vannak, melyek szoros kapcsolatot mutatnak a Tarim-medence fejlődéstörténetével. Az első az, hogy a magashegység és régi kőzeteinek felszíni határvonala a Tüskentas-köl és a Jarkandarja közötti, kereken 250 km hosszú szakaszon nagyjában *egyenes.* Akármiféle is a magashegység szerkezete, a magashegység itt le van hasítva. Ebből világosan következik, hogy a Tarim-medencének nem jelentéktelen részén a déli magashegység leszakadt részei vannak eltemetve. A második az, hogy ez a vetődési főirány vezérvonala olyan törésvonalrendszernek, mely széles sávban foglalja magába az alaphegység redőzetéhez alkalmazkodó hosszanti és haránt töréseket. A törésvonalak rendszere a magashegység belsejében és a Tarim-medence szélén hasonló alkatú, csupán az a lényeges különbség, hogy a magashegység belsejében a törésvonalak között levő szerkezeti rögök hasonló magasságban vannak, míg a Tarim-medence szélén, az előbb említett vezérvonalon sorakozva, 250 km hosszúságban a rögök a mélybe süllyedtek. És ez egyúttal a harmadik adat is. A rögöknek a Tarim-medence irányában való *lépcsős* lesüllyedése. A déli magashegység a vezérvonalat látszólagosan meghazudtolva, nem alkot egyetlen, egységes szegélyt. A medence pereme csupa hegyfok, kiékelt rög. De a vezérvonal azért mégis feltűnően érvényesül. A vezérvonal mentén itt-ott még kiállanak a Tarim-medence töltelékjéből is egyes szirtek, lesüllyedt rögök szigetszerű koronái, de távolabb a vezérvonaltól nincs egyetlen egy se. A Tarim-medencének ez az oldala tehát különbözik az északitól.

De van negyedik adatunk is. Nevezetesen az, hogy a magashegységben, még pedig ott, ahol igen magas hegységek igen közel vannak a vezérvonalhoz, a Tarim-medence irányában *rátolódások* is történtek. Ötödik adatunk a Tarim-medence besüllyedésének

korára vonatkozik. A hanhai-vöröshomokkövek délen is *ellepték* a mai magashegységek egész területét. A Pittik-tau ötezer m-es sziklahavasai tanuságot tesznek erről. Ez az utóbbi két adat ellentmond az eddigi, más utazóktól származó megfigyeléseknek. A Tarim-medence északi és déli oldala között nincs különbség rátolódások, oldalnyomás okozta áttolódásokban, valamint abban sem, hogy a hanhai-rétegek a magashegységet elborították. Ezzel szemben viszont tény, hogy a déli magashegységekben én sem találtam karbonnál fiatalabb tengeri réteget. Ami annál fiatalabb, az csupa szárazföldi, mállásból, folyóvízből és tóban keletkezett képződmény. A kréta-eocén elöntés nem érte. Tudjuk, hogy a Tarim-medence a kréta-eocén tenger elöntő tevékenysége idején még nem született meg, hiszen ez a tenger átnyúlott nyugatról keletre. A Tarim-medence tehát kétségtelenül ifjabb harmadkori-medence.

Az előbb említett vezérvonal északnyugati vége a Csimgenszu torkolatánál van. A Kajin-hegység és az Atgyeilő nagy vulkáni tömegének északi sarkán. Ettől a helytől nyugatra hirtelen irányt változtatnak a törések. Idáig ér a Tarim-medence síksága is. Ez a nagy sivatag nyugati határa. A sivatag a dombokon és hegyeken tovább terjed ugyan nyugatra, de a völgyekben már általában patakok csörgedeznek bokrok és fák sávján. Ami az Akcsi törésvonaltól nyugatra van, az nem is igazi része a Tarimmedencének, hanem a Tiensán és a Pamir közé ékelt árok, mely nem a Tarim-medence süllyedéséhez tartozik, hanem önálló szerkezetű összerakódása a tiensáni nyugat-keleti és erre haránt keletkezett törések hosszabb-rövidebb gerinceinek. Az Akcsi-törésvonal mögött mégis a Tarim-medence szegélyzetét kell látnunk. Földrajzi értelemben a szegélyövhöz tartozik. Felszíne ugyanolyan, mint ennek az övnek más szakaszáé. Csak éppen a hegyrajzi vonalak merőlegesek a Tarim-medence partjára. Egyközűek a tiensáni szegélyzettel. A tiensáni orogén megszakítás nélkül megy el a Tarim-medence nyugati sarka mellett az Alai-hegyrendszer északi lábvonala irányban. Nem kanyarodik a Tarim-medence köré. De az északnyugati szegélyzettől mégis elválasztja valami. Ez a szakasz bepréselődött a Bolor-tag és a Koktan-tau közé. A bepréselés következményeként itt nincsenek dél felé kihajló ívek, hanem egymás mellé zárt egyenes gerincek és hegysorok zord falai vannak keskeny völgyek között. Hiányzanak a sivatag kavicslapályába süllyedt gerincek iveibe ölelt medencék is.

A *Karateke-hegység.* A Magas-Tiensánnak a Koksál-folyó

árka, valamint a Tarim-medence lapálya közötti előhegysége a 78. földr. hosszúságtól keletre Karateke-hegység néven ismeretes. Ennek a hegységnek felépítésével behatóbban *Gröber* foglalkozott. Ő a Kelpin-oázisból a Koksál-völgybe vezető Düngüretme és Kepening hágók irányában rajzolt két teljes szelvényt. Én a Koksál-völgynek az Üzüngegus-torkolat feletti szakaszán gyüjtöttem megfigyeléseket, s ezekkel kiegészítettem a korábbi Merzbacher-expedició adatait, továbbá a hegységen keresztül felvettem két szelvényt, melyek *Gröber* szelvényeihez nyugati irányban 15 és 60 km távolságban csatlakoznak. *Hedin*-nek a Kuldsabasi-hágón bejárt útvonala lényeges földtani eredményt nem hozott volt; úgyhogy amit a Karateke-hegységről tudunk, az mind, akár földtani, akár egyéb kérdésre való vonatkozásban, *Keidel, Gröber* és az én közléseimből származik.

Az én keleti szelvényem az Üzüngegus torkolatától egyenesen déli irányban a Karga-dseilöig, s innen délkeleti irányban Kelpinig terjed. A nyugati szelvény a Koksálnak Karabol nevű völgyétől mindvégig délkeleti irányban Kelpinig. Az előbbi 85, az utóbbi 105 km hosszú vonalat jelent, a megtett út kanyarulataitól és oldalágaitól eltekintve.

A Karateke-hegység egész terjedelmében a Tiensán mélyen lesüllyedt röge. Nevezetes, hogy az egész hegység a Tiensán karbon-mészkő burkolatából való, lényegében gyűretlen, oldalnyomást aránylag csak igen kis mértékben szenvedett tábla. Ez az oldalnyomás is csak helyinek, magára a hegységre korlátozottnak nevezhető és kétségtelenül a Tarim-medence lesüllyedéséből származott. A hegység két fővidéke közül az északi megszakítás nélküli magashegység, a déli ellenben széles lapályokkal fedett lépcsők sorozata kimagasodó szirtvonulatokkal.

A magashegység tömör maradt a Koksál és a Tumsuk-khak törésvonalainak közén. Minthogy a Koksál-törésvonal még egészen tiensáni, vagyis merev és egyenes a Tiensán Ny—K csapásában, a tumsuk-khaki törésvonal ellenben nagyszerű szabályossággal kirajzolt ív, a magashegység két oldala arculatban is különbözik egymástól. A magashegység olyan félkörterület, mely keleten és nyugaton elkeskenyül. Előtte délen az alacsonyvidék széles karéja van, azon túl a Tarim-folyó széles lapálya és a Mazar-tagnak a sivatagból kimeredő röge.

Az északi oldal productusos és schwagerinás táblák területe. Utóbbi kőzetből van nemcsak a Muzduk-hágó, hanem a Szeki-hágó hegye is. Ebbe a táblába véste teknőjét a diluviális jégár. A legmagasabb hegy itt a Szeki-hágó (3470 m) közelében a 4000

m-t is eléri. A Szeki-hágó alatt délen nagy vetődés van, s ennek hatása alatt gerinc-szerű hegy keletkezett. Ettől kezdve déli irányban megkezdődnek ezek a sajátos, keskeny, hosszú mészkőfalak. Mindegyik mögött egy lépcsővel mélyebben van a kaviccsal feltöltött lapály. A mészkőfalakat sziklakapuk szakítják meg. Míg az északi oldalon lefelé menet idősebb rétegekre jutunk annak bizonyságául, hogy a Szeki-hágótól a Koksálig egyetlen tábla foglalt helyet, addig a déli oldalon az északi oldal kőzetei a mélyben eltűntek, s a hegyek építőanyaga a legfelső karbon üledékeiből való. A Karga-dseilö hegyeiben alul a schwagerinás mészkövet, ezen vékony agyagos és vastag padokban gumós mészkövet, még feljebb sok száz m vastagságban világosszürke, csaknem fehérlő valvulinás és lingulinás mészkövet láttam. A Közép-Tiensánnak ez a jellemző kőzete itt tehát 2600—3200 m-es szintbe lesüllyedve építette fel nagyszerű sziklahegyeit. A Szeki-hágó alatt délről jelentékeny vetődésen a mélybe süllyedt a schwagerinás-mészkő, s utóbbinak helyét a magassági övben a gumós-. főleg pedig a lingulinás-mészkő foglalta el. De az, hogy a hegyek magassága és a csúcsokat magába foglaló képzelt felszín szemmelláthatóan egyenletes, egy nagy általános észak felé lejtő felszín, annak tulajdonítható, hogy a Karateke magashegysége is egy ősi tönkfelszínt hordott magán valamikor, még pedig a mai hegyszerkezet fővonalainak kialakulása után. Ebbe a tönkfelszínbe mosódott el az előbb leírt vetődés. A Kargadseilö alatt délről egy második vetődésen véget ér a magashegység. Ezen a második vetődésen nagy lehajlás (flexura) van, a lingulinás-mészkő 60 fokos dülést kapott. A váltakozó tengeri és szárazföldi lerakódások azonosszögű településében is alig van zavar.

A nyugati szelvényen a Kurgaktör-Szárdsagacs szakasz a Karga-ív nyugati részét hasítja, 14 km távolságban a Karga-dseilötől. Itt a szerkezet teljesen egyezik vele. A lingulinás-mészkő ugyanúgy lehajlott, csak fedőrétege itt olyan homokos mészkő, melyben sűrűn vannak vasokszidos kvarchomokkő levelek. A lingulinás-mészkő alatt pedig a fekete gúmós mészkő alig különíthető el a schwagerinás-mészkőtől.

Innen nyugatra a Tarasa-bel keleti oldalán láttam egy kisebb É—D vetődést, melyet jellemzően itt is a rétegek megtörése helyett azok erős lehajlása tesz feltűnővé. Ezért jelentékeny magasságban (2700—3400 m) ugyan, de azonkívül csaknem vízszintesen fekszenek vasokszidos, zöldesszürke homokos mészkőtáblák, nagy kiterjedésben, ugyancsak elpusztult tönkfelszín alatt.

A Kizil-kapcsagáj szelvényen a dolomit és meszes dolomit

30—40 fokot is elérő észak felé dűlt táblái uralkodnak. Széles lekopott hátság a felszín, s feltűnő, hogy itt nyugaton a kis táblákra való széttöredezés már hiányzik. Szélesen, nyugodt vonalakkal terjengenek a lapos hegyek.

A Karateke-hegység a karbon-tenger üledékeinek egységes gyűretlen táblája. Egységét megőrizve repedezett össze és ezáltal keletkezett darabjai csak olyan mértékben változtatták helyzetüket függőleges irányban, hogy a prekarbon alaphegység felszínre éppenúgy nem kerülhetett, amint a karbonnál fiatalabb rétegek sem borították el a karbon különböző emeleteiből egymás mellé került darabokat. Ennek az összetöredezésnek korát ezért nehéz ugyan megállapítani, de bizonyosnak látszik, hogy a már összetöredezett darabok felett keletkezett az a tönkfelszín, melyből a mai hegység domborzata kivésődött. Tehát a töréses szerkezet kialakulása tetemes időtartammal megelőzte a Tarim-medence besüllyedését, valamint a nagy egyetemleges emelkedést is. Meg kell említeni ehhez azt is, hogy a Karakteke-hegységben hanhai-rétegeket nem találtam. A vasokszidos zöldesszürke, homokos, kvarchomokkővel váltakozó mészkő a Tarasa-bel tájékán teljesen a felsőkarbon rétegekhez csatlakozik.

A Koksál nagy áröksüllyedéke és a Karga-Szárdsagacs ív között, vagyis a magashegység emeletén sem nagy, sem meghatározható irányú rendszerbe tartozó törésvonalakat nem találtam. Nyilván ezzel hozható összefüggésbe az, hogy itt a vízválasztóként szereplő Muzduk-gerinc vonalán kívül jellemző hegyrajzi szabályosság nem található. A völgyek is szabálytalanul szétágazók, többnyire szétterebélyesedők. Annál feltűnőbb az a rendszeresség és szabályosság, mely a Karateke-hegység déli előterén van. A Karateke-hegység déli szegélygerincének horhosai között a bércek úgy állanak sorban, mint a katonák. Három szurdokot láttam, melyek fenékig hasították szét a gerincet. 1909 szeptember végén egy csepp víz sem volt bennük. Ez a gerinc az élet és a sivatag határvonala. A szurdokok 2200—2400 m-en lépnek a sivatag szélére. Kelpin-oázis Szubasi nevű forrása a Karga szurdokától 30 km-re van 1540 m magasságban. Itt lép ki a Karateke széles kavicsmezőjéből a hegység déli oldalának folyóvize. 1370 m-en csatornákba szedik a vizet és szétosztják Kelpin kertjeinek. Ez a nagy oázis már a Tarim-medence fenekén van. A ház, melyben laktam, 1250 m-en, de az oázis nagyobb része feltelepedett a lejtőre, melyen a csatornák dél felé szétágaznak, 1330 m magasságig.

Kargától Kelpinig a csaknem 50 km széles lapály, felső és alsó peremének pontosan 1000 m szintkülönbségével, a Karateke-

hegység kavicslejtője. Vadi-árkai szanaszét ágaznak annak tanujaként, hogy koronkint még ma is végig szaladnak vizek ezen a kietlen sivatagon. A Karga-Szárdsagacs gerincével nemcsak egyközűen, hanem egymástól is majdhogy egyenlő távolságban igen keskeny, alacsony, de meredélyes sziklagerincek állanak ki a kavicssivatagból.

Az egyes gerincek mentén törésvonalakat okvetlenül feltételeznünk kell, bár ilyeneket egyenesen megfigyelni alig lehet. Hiszen az egész vidéket betemeti a kavics, az öt gerinc mélybe süllyedt és csaknem egészen betemetett hegyek koronái lehetnek. Valami van a tájban, ami a dalmát partokra emlékeztet. A tenger helyét itt a sivatag foglalja el. Az ívek olyan feltűnőek, szabályosak és egyközűek a köztük levő széles lapály-sávokkal együtt és olyan szabályosan süllyednek lépcsőről-lépcsőre a Tarim-medence irányában, hogy a töréses szerkezetet és a szabályos rétegsort éppenúgy kénytelen vagyok elfogadni, mint azt *Keidel* és *Gröber* tették. Egészen rendkívüli vastagság következik ki így a karbonrétegek számára. De még valamire felhívhatom a figyelmet, annélkül, hogy a Gröber-féle áttolódásokkal foglalkoznék, erre vonatkozó adatok alig ötlöttek ugyanis szemembe. Egy szelvénybe rajzolva összes adataimat, ha figyelmen kívül hagyjuk a töréseket, szemünk elé tárul egy széles, lapos szinklinális. Északon is, délen is az alsókarbon-rétegek dűlnek a közép felé, melyet a felsőkarbon-rétegek töltenek meg. Meggyőződésem, hogy ez a szinklinális valóban kialakult. Ez a szinklinális tört apró részekre, s ebből lettek az északi oldalnak szabálytalanul félrebillent táblái, valamint a déli oldalnak a Tarim-medence északi oldalán messze követhető ívei, azok az ívek, melyek kicsiben a keletázsiai szigetsorok képére emlékeztetnek.

A Bolor-tag hegyláncai és a mögöttük levő pamirok. A Gezdarja és a Kizil-jart közötti hegyek legkeletibb része a Tüb-hegység. Az Atojnok és a Tüb völgyek derékszögű helyzetűek egymáshoz. Az Atojnok a Gez-szurdokkal egyközű. Átlagban 23 km-nyire van utóbbitól északra. A Tüb ellenben a Kokszel-jégár völgyével egyközű, sőt tengelye egyenes folytatása annak. Ezekben a vonalakban az egész Bolor-tagban jellemző *sakktábla-rendszer* jut kifejezésre, ami kétségtelenül az összetöredezés négyszöges jellegének következménye. Ezt a Gez-szurdok is megmutatja öt egymás után következő könyökével, megtörésével.

A *Tüb-hegység* legkimagaslóbb része egy igen magas, teljesen csonthóval borított gerinc. A gerinc csapása Ny—K. Erősen tagolt, meredek sziklafalak közé ékelt rései vannak ugyan, de azért csú-

csai hasonló magasságúak, rései kevéssé mélyek. Csupán egy hatalmas gúlát láttam rajta, a hatezres Nagy-Csekir-hegyet. A hegygerinc a Nagy-Csekir-hegy gúlájával egyetemben félreismerhetetlenül a karbonmészkő csaknem vízszintesen fekvő vastag padjaiból van kivésve. Ez a jeges gerinc szinte külön testként fekszik az alaphegység palaredőzetén. Az alaphegység redőzetén a gerinctől északra és nyilván délre is olyan térszín van, mely elpusztult fensíknak vagy tönkfelszínnek tekinthető. Északon a gerinc alatt szteatit-fillit, dolomitos szericitfillit és szpilozit, a déli oldalon a Csocsil-völgytől a déli Gyagozig végig ugyanilyen kőzetekből való palaredőzet van feltárva nemcsak a hegység egész 23 km-nyi szélességében, hanem ez a palaredőzet szerkezetének és csapásának lényeges változása nélkül tovább követhető az Atojnok-völgytől északra is a Tarim-medence kavicsövéig. Meredeken felgyűrt kloritpalák sziklás hegyei vannak a Tarim-medence déli szegélyén is.

A palaredőzet szerkezete a következő. A Tarim-medence szélén a palák dél felé dűlnek, az Atojnok-völgy vonalán összetört antiklinális rajzolható ki, melynek déli széle a Kr-dseilő nevű völgy táján van, azután egy másik antiklinális szerkeszthető mérési adataimból, melyet a Gez-szurdok törései hasítanak le. Itt is kétségtelen, hogy ez az alapredőzet tökéletesen a multé. Földrajzi kihatása leglényegesebb vonásokban a törésrendszer alkatában érvényesült, mert valóban a törésvonalak, még a harmadkoriak is, elég észrevehetően alkalmazkodtak a redőzet szerkezetéhez.

Az alaphegységen ülő mészkőgerinc vagy lekopási maradvány, vagy vetődés által felnyomott rög. Mint leírásom más fejezeteiben látható, az ilyen magas mészkőfalak és csúcsok Középázsia palaredőzeteinek lenyírt, lekopott tetején egyáltalán nem ritkaságok, hanem egyenesen jellemzők Dsungáriától a Pamirig.

Feltűnően egyenletes magasságuak az alaphegység redőzetén kialakult hegygerincek is. Az alaphegység redőzetének lenyírt tetején a Tüb és a Gez vízválasztó gerincén a 4080 m-es Gyagoz és a hasonló magasságú Arpa-hágókon az a törésvonal, mely a Tüb-hegység jeges gerincét lehasította, tovább követhető észak felé is. A Gyagoz gerincének keleti oldalán a palahegység redőzete hirtelen lépcsővel a mélybe süllyedt. A lesüllyedt rög tetején csaknem gyüretlen, észak felé dűlő mészkőtábla van. Ez a mészkő kissé homokos, calcit-eres feketeszürke vastagpados. A kőzettani azonosság valószínűvé teszi, hogy a korumdui alsókarbon mészkővel azonos. Láttam itt a Csocsil-patak kavicsaiban olyan világosabb szürke, sárgára málló mészkövet, mely megegyezik az Aigart-konglomerátum szemeinek kőzetével. Minthogy a Gyagoz-hágó ge-

rincén déli irányban, szóval a nagy jeges gerinc keleti vége táján nagy sziklák vannak világosszürke, méteres lépcsőkre mállott mészkőből, fel lehet tenni, hogy ez a, talán már közép-karbon korú mészkő a 2—60 számú csocsili mészkő fedője. Az kétségtelen, hogy a karbonmészkő táblák nemcsak egyszerűen és nyugodtan, elöntésszerűen fekszenek az alaphegységen, hanem több helyen elcsúsztak és eltolódtak. Innen van, hogy szabályos rétegsorozatot nehéz találni.

A Csocsil-völgyben 2900 m-en jutottam ismét arra a dolomitos szericit-fillitre, mely a Gyagoz-hágó gerincén van. 1300—1400 m szintkülönbséget jelent a csocsilvölgyi rögön az alaphegység besüllyedése. A Csocsil-patak alsószakasza, mielőtt kavicskúpját 2500 m-en kiteríti a Gez-darja völgyébe, amfibol-gabbro tömzsöt hasít keresztül. Itt a hegység végleg megszünik. Ahol a gabbró tömzsök van, ott a Bolor-tag É—D utolsó keleti törésvonalát metszi a Dseken és Kaindavan-hegyek vidékének jelleget adó Dny—Ék irányú legészakibb törésvonala. A két törésvonal közén már hanhai-vöröshomokkő és harmadkorvégi szürkekavicsok dombjai vannak, szóval a Tarim-medencének a süllyedés által hegyesen beékelt öble.

A Tüb-hegység jeges főgerincét délen szegélyező alaphegységi antiklinális tovább terjed keleti irányban, mint az előbbi északi, a gabbro-tömzsökkel végleg levágott antiklinális. Csupán nagy hasadékot kapott a déli antiklinális. A Gez-darja vadul hömpölygő vize ezen a hasadékon szalad ki a Tarim-medencébe. Ennek az antiklinálisnak maradványa a Korgontas kettős gerince. De a déli antiklinális is csak 7 km-rel hosszabb az északinál. A Korgontas keleti törésvonalán ez is leszakadt a mélybe.

A Tüb-hegység és a Tarbasi-pamir között nagy területet borít el a jég. Itt ismereteinkben nagy területi hézag van. A Tüb-hegység főgerince nyugat felé a Tarbasi-pamir és a Kutimbesz-pamirt elválasztó völgyszűkületig, helyesebben ennek irányába terjedt. Itt hasítja le a Tarbasi-pamirtól a Kiakbasi-pamirig terjedt nagy, egyenes törésvonalrendszert, a tőle északra lévő valamennyi hegygerinccel egyetemben. A Tüb-hegységnek ez a nyugati vége jól rétegezett és erősen gyűrt kőzetekből épült fel. E rétegek csapása csaknem pontosan Ny—K. Feltehető, hogy a kristályospala alaphegység redőzete ez. Megerősíti feltevésünket az is, hogy a Tarbasi-pamirt nyugaton szegélyező hegyek az előbbiek csapásával megegyező helyzetű sillimanitos csillámpalából, továbbá fillitekből valók.

A Tarbasi és Kiakbasi közötti, mintegy 100 km hosszúságú

területet ábrázoló szelvényt olyan útvonalon vettem fel (az előbb említett főtörésvonalon), mely rézsutosan vágja át a hegyrendszer alaphegységi redőzetének csapását. A megfigyelési adatok mind a nyugati oldalra, tehát a Pamirra vonatkoznak, mert a Bolor-tagnak derékig jéggel borított havasai csak annyit nyujtottak, amennyit elég jelentékeny távolságból látni lehetett, tehát rétegeket és tömeges kőzeteket, a rétegek szerkezetét, a kőzetek színét és mállási jellegeit. Délkeletről, a Kungurtübe lábától kiindulva, a Csakragiltó környéki hegyekben a már említett csillámpala-redőzetet találjuk a darává mállott gránit-dombok mögött. Csapásra haránt mérve ez a redőzet 18 km szélességű a felszínen. További ismeretek hiányában egyelőre feltételezzük, hogy ez a Tüb-hegység folytatása. Azután következik egy epidotos biotit-gránit tömeg a Kürz-völgy környékén, majd egy szintén igen széles, de csapásában erős hajlatokat, 80 fokról egészen 150 fokig történt eltéréseket mutató csillámpala övezet következik. Itt gyüjtött kőzeteim muscovit-biotitos csillámpalák s az jellemzi őket, hogy sűrűn szelik át testüket biotitgránit és gránitpegmatit telérek. Ezután következik a Kiakbasi-pamir a maga lenyírt fillit-szinklinálisával. Erős préseltségük ellenére is a redők megtartották 80 fokos csapásukat. Csupa szericit-fillit van itt, legalább 10 km szélességben. Tovább menvén szilimanitos gnejszet, majd ismét jelentékeny biotitgránittömeget találtam. Ebbe a gránitba már a Karaart véste be medrét. Itt a pamirok szélére értem, olyan szurdokba, mint a Gez-darjáé.

A Tarbasi-pamirtól az Ojürma-bel (4070 m) hátságáig, sőt azon túl a Markan-szurdok északi kapujának (3600 m) vonaláig, tehát kizárólag a kristályos alaphegység foglal helyet. Ferdeszögben hasítja át egy főtörésvonal ennek a redőzetnek egy széles, gránit által áttördelt csillámpala-antiklinálisát és egy keskenyebb fillit-szinklinálisát. Sehol sem láttam az alaphegység redőzetét ekkora területen ilyen tömörnek. Amennyire a Rangkul-pamir hegyeit láthattam, azok mindvégig ennek az alaphegységnek 4200—4500 m magasságú, tönkfelszínné lekopott hátából vannak kifaragva. Ezzel szemben hatalmas jeges hegyláncként meredezik a magasba a törésvonal keleti oldalán a Bolor-tag. Kissé nagyobb távolságból valóban egyetlen hegyláncként tűnik ez fel. Csak itt, a törésvonalat és a Bolor-tag lábát végigjárván, lehet megállapítani azt, hogy nem az egységes hegylánc, hanem az egységes törésvonal okozza a feltűnő tájrajzi jelenséget. A látszólagos hegylánc ugyanis megtört vonalú, helyesebben több rövid, egymás mögé kulisszák módján elhelyezkedett hegygerincből áll. Helyenkint völgyek ékelődnek beléje és hegyfokok állnak előre. Különösen élesen mutat-

kozik a Bolor-tag kulissza-rendszere a Kiakbasi-pamiron. A Bolor-tag öt kulissza-gerince szorosan egymáshoz tapadt és közbülső völgyeiket is teljesen jégárak töltötték meg. A vastag jég és csonthó rejti el szemeink elől a valóságos hegyrajzot. Ha a Bolor-tag kiszabadulna jégtakarója alól, a kulisszák rendszere kétségkívül egészen élesen jutna kifejezésre.

A Tüb-hegység északi szomszédja, tehát délről a harmadik kulissza az *Atojnok-hegység.* Térképfelvételem szerint ez 53 km hosszú. A Tüb-völgytől az Ulugart-völgyig terjed. Ennek alaphegységét a Kutimbesz-pamiron a Tarbasi-Kiakbasi törésvonal vetődése tárta fel. Biotitgránitot és erősen gyűrt csillámpalákat láttam ott, a csillámpalákban vastag pegmatit telérekkel. Amenynyire az Ulugart-hegy nyugati lába felől megítélni lehet, az Atojnok-hegységnek ez a szakasza főképen gránittömeg.

Az Atojnok-hegység középső szakasza a Börköz-től a Keleti-Atojnok jégár völgyéig terjed. Ez 20 km. hosszú, fenséges szépségű jéghegység. Északi oldalát csaknem hézag nélkül áttekinthettem és szerkezetét is behatóbban tanulmányoztam. Ezen az oldalon az Ulugart-hegy keleti szomszédságában, az északi Börköz és az északi Arcsa (itt Bosztan-arcsa) völgyek között olyan hegy van, melynek keleti oldala legalább 1000 m. magas sziklafal. Azt kell hinnem, hogy ez a fal egészen az angara-rétegcsoportba sorozott csillámos kvarchomokkőből van. A sziklafal koronája feltűnően egymagasságú vonal. A kvarchomokkő ezen a sziklafalon teljesen vízszintes rétegpadokban fekszik. A sziklafal talpa 3300 m. magasságú lehet. Az Atojnok-hágóról látni lehet, hogy e rétegek enyhén észak felé dűlnek, illetve északon kissé lefelé hajlanak.

Az Arcsalajrik északi oldala angara-homokkő, de a déli oldala karbon-mészkő, még pedig olyan táblában, mely erősebben dűl. Hasonlóan az Üszen-hegységnek a Kokszel-jégár és a Kaindavan-hegy közötti részéhez, itt is a csaknem gyűretlen kvarchomokkő táblája van berogyva az alaphegység redőzetébe. A homokkő-tábla szélessége északi irányban 6—7 km. lehet. A már alacsony előhegységben muszkovit-biotit-csillámpalát találtam, majd tovább északon egy keskeny gabbropala-falat, ettől tovább északra kloritpalát. A kloritpalában 10—20 m vastagságú selymesfényű mészkőpala rétegek vannak, s a Szingarkas-kavicssivatagban, a Bosztanarcsa folyó szélesre kiterített törmelékkúpjából még 6 km.-nyire a Bolor-tag szélétől is kiáll utóbbi mészkőpalának egy sziklája, jelezvén, hogy a Tarim-medence szegélyzetén lépcsősen szakadozott le az alaphegység palaredőzete. Az alaphegységnek ezen az északi lépcsőjén a palák erősen gyűrtek, s az

itt uralkodó északi dűlés kétségkívül a Tarim-medence felé történt ledülésnek következménye.

Igen feltűnő, hogy a Bolor-tagnak itteni legészakibb előhegységeiben is a palaredőzet tetején elég széles kiterjedésben mészkőtáblák fekszenek. Az Arcsalajrik torkolatánál akadtam egy mészkőre, mely gyűretlen vastag padjaival hasonló képű az előbbiekhez, s talán ugyanabból a rétegcsoportból való. Ezt a mészkövet jól ismerem a Tiensán déli hegyláncaiból. Igen feltűnő fehérszürke, márványosan tömör, kalciteres, helyenkint kissé homokos és általában sárgásfehérre málló kőzet ez. Az Arcsalajrik torkolatánál ennek a mészkőnek észak felé dűlő táblájából kihasított rög van, azután dél felé vetődés következik. A vetődésen egymás mellé kerültek e mészkőrög és egy hatalmas szpilozit és szericitfillit-rög.

Ezen a szelvényen tehát kétségtelenül egy északi, előhegység jellegű, alacsonyabb övezet van az alaphegység redőzetéből, 10 km. szélességben. Az egyesült Bosztanarcsa és Ulugart-folyó széles kapuban lép ki ennek az övezetnek különböző irányba dűlt rögeiből. A széles kapu neve Dsolszu-mojnok. A Bolor-tag szerkezetének megfelelő kép. Ny—K törésvonalat keresztez egy É—D törésvonal, s mindkét törésvonalon nagy völgyek. A két törésvonal alkotta négy mező közül az északkeleti lesüllyedt a mélybe, a Tarim-medence részévé lett. Az északnyugati mező magasan maradt és most hegyfokként mered a Tarim-medencébe. Keleti fele nem látszik magasnak, de nyugati felén olyan hegyóriás a Kajin-kol hegye, mely messze ellát a Tarim-medencébe. Nyugati lába mentén 15 km-nyi útvonalon csak diabázt láttam. A délnyugati negyed az angara-kvarchomokkő táblája, a délkeleti pedig egy szericitfillit és szpilozit redőzetből kivált rög. Legnagyobb völgyéről, az Atojnokba torkolló Ajre-ről nevezhetjük el az utóbbi hegységet.

A most említett északnyugati negyed Kajin-hegysége a Bolor-tag legészakibb kulisszájának keleti szakasza. Az Ajre-hegység pedig az Ulugart-tau keleti szakasza. De az Ajre-hegységet az Ulugart-tautól a hegyszerkezetben elválasztja a Börközvidéki angara-tábla. Az Ajre-hegységben, annak 26 km. távolságban követett déli lába mentén, nem láttam mást, csak az alaphegység palaredőzetét. De azt is megállapíthattam, mint azt a Tüb-hegység leírásánál már említettem, hogy a palahegység redőzetének tengelye itt is Ny—K, a rétegei mind észak felé dűlnek, és nyilván egy olyan antiklinálisban vannak, melyet csaknem tetővonalán ért a törés. Az Ajre-hegységet csak az Atojnok-völgyi

nagy hosszanti törés választja el az Atojnok-tautól. Különben utóbbival egyugyanazon alaphegység része.

A kristályos-palák alapredőzete a szericitfillittel bezárólag a devon elé teendő. Azután lekopás és devon elöntés következett be. Ezt követte a második gyűrődés, melynek kora legfeljebb a karbon eleje. Egészen kétségtelen a karbon elöntés, melynek megindulása feltétlenül alsókarbon-kori. A dolomit, mészkőpala és tömör világos mészkő bizonyítja, hogy az elöntés nem volt rövid életű. Igazi gyűrődés ezután már többé nem volt, ha a Csarling és Kaindavan hegyei közötti területen alaposan meghajoltak is a karbon-rétegek. Ezek csak helyi jelentőségüek. A felső karbon-rétegek szinte egész Középázsiában aránylag nyugodt fedőrétegek. A nagy epirogén kiemelkedés a karbonban már megkezdődik. Ekkor keletkezett az itt sajátságos töréses szerkezet. De a Bolor-tag helyén ekkor (talán a perm-triász időtartamban) túlnyomóan mészkő-hegység volt, még pedig nem jelentéktelen magasságú, mint azt más helyen, az Aigart-konglomerátum ismertetésekor kifejtettem. A kiemelkedés első időszakában az úgynevezett tibeti elöntés egészben vagy részben, benyomuló öblök alakjában elborította a területet, de ugyanakkor óriási mészkő-konglomerátum tömegek is lerakódtak magas hegyek északi lábainál. Azt, hogy az aigarti mészkő-konglomerátum hatalmas vastagságú tömege milyen viszonyban van a tibeti elöntés sokféle színű homokos rétegeivel, más helyen kiséreltem kideríteni. Ki kell emelnem azt, hogy a Bolor-tag első életében, mikor mindvégig mészkőhegyek uralkodtak és rajtuk kívül tibeti-angara homokkövek töltötték meg a mélyebb részeket, hacsak a hegyek kavicstömege nem szorította ki ezeket, erős összetöredezésnek is kellett a hegységben végbemenni. Ezt abból következtetem, hogy lépten-nyomon zavarokat láttam a rétegcsoportok sorozatában. A Bolor-tag földtani térképe csupa másszínű folt. Egymás mellett olyan rögök vannak, melyeken az alaphegységet vagy közvetlenül tibeti-angara homokkő borítja, vagy karbonmészkő és felül még homokkő, vagy egyik sem. De az alaphegység széles négyszögei is hol az idősebb, hol a fiatalabb kőzetcsoportból valók. Mindíg egymás mellett, függetlenül a hegyrendszer alakjától. A Bosztanarcsa fedőtáblája nemcsak az alaphegységet borítja, hanem úgy tűnik fel, mintha rátolódott volna az angara-kvarchomokkőre is.

Az Atojnok-hágótól keletre, vagyis az Atojnok-völgy északi oldalán levő Ajre-hegységben épenúgy, mint a déli oldalán levő

fillit észak felé dűlő rétegei mögött törésvonal van. A törésvonal-főhegységben az angara-rétegek hiányzanak. A hágón sericittól délre vékonylemezes mészkőpala fekszik szpiloziton. A Nyugati-Atojnok-jégár mögötti talpig eljegesedett főgerincen a csonthó alól számos helyen kibújik a vízszintes takarókőzet. Nyilván ez is a karbonmészkő vastag tábláját árulja el, amit a morénák kőzetanyaga is megerősít.

A Kajin-hegyet a *King-tau* hosszú gerincétől a Csimgen-szu völgye teljesen elválasztja. A Csimgen-szu völgye is megerősíti azt a feltevést, hogy a Bolor-tag közepén, az Ulugart-hágó környékén az óriásgerincek némi megszakításaként alacsonyabb, nyilván hegyszerkezeti beszakadások által készített alacsonyabb hegyek, mélyebb rések vannak. Ez a völgy benyúlik az Ulugart-völgy és a Buluk-jégár völgye közé, tehát az Ulugart-tau kulisszája alá.

A háttérben, tehát az Ulugart-tau főgerincének tartott egyenletes magasságú szakaszon ismét a vízszintes kőzetpadok vannak a tetőn. Mi van alatta, azt nem tudom, illetve csak annyit, hogy a Köl-szu torkolata körül diabáz van, s innen észak felé a Targalik-völgy 2745 m-es pontjáig nem láttam mást, mint főként diabázt és az Atgyeilő-völgyben még biotitgránitot, valamint különféle aplitokat. Vulkáni kőzetek itt terjedelmes tömzsöket alkottak. Tovább délre, az Aktamon- és Demtör-völgyek tájékának hegyei semmi rétegeződést nem mutatnak. Nyilván a vulkáni tömeg tovább délen is megtalálható. A 3750 m. magas Gyanbulak-hágó arról nevezetes, hogy a mészkőtáblák itt végüket érik. A Gyanbulak-hágó a Csimgen-szu és a Kur-Csimgen völgyeket elválasztó keskeny gerincen van. A Tarim-medence peremén itt a közelben nagy vulkanikus tömeg van. Biotitgránit, albitoligoklász-aplit, kvarcdiorit-aplit, szpilit-diabáz, uralit-diabáz és hasonló közeteket megszakítás nélküli tömegben találtam itt, de távolabb nyugaton a Külgünek-völgyben, a Kajin-hegytől 35 km. távolságban is még mindíg diabáz-hegyek vannak. A diabáztömeget a Targaliktól nyugatra még egy nagy völgy hasítja. Ez a Koldoszun. Sajátságos, hogy ennek a völgynek iránya is pontosan egyközű az előbb említett völgyekkel.

A Kungur-tübe. A Gez-szurdok 34 km. hosszú, 8 km. széles ároksüllyedék 260—80 fok csapású törésvonalak közén. Az északi oldalán 20 km. hosszú egyenes gránit-fal van, a gránitra jellemző elválásokkal, mállással. Keleti és nyugati vége is gnejszgránitból van. Gnejszgránitón zuhog a Gez-folyó nagy vízesése is a 2915

m-es híd alatt. Benn a szurdokban tett útamon ezen a szakaszon gnejszgránit, szteatitos szericitpala, szemesgnejsz, szilimanitos csillámpala, kvarcit, majd ismét a 67-es csillámpala, azután gnejszkvarcit, végül a Tarbasi-kapu körül ismét gnejszgránit következett egymás után. Ahol csapást lehetett mérni, ez mindvégig nyugat-délnyugati volt. A palás kőzetek mind függőlegesek, vagy 60—80 fokon észak felé dűlők.

A Gez-szurdok felső fele tehát egyrészt az egész hegyrendszer gyűrődési főtengelyének csapásában van, s egészében az idősebb kristályoskőzetek övén foglal helyet. Ez a kőzetcsoport építi fel az egész Kungur-tübét, vagy legalább is az északi oldalát.

A Kungur-tübét nemcsak északon határolja törésvonal-rendszer, elválasztván szerkezetileg a Tüb-hegygerinctől. Keleten is nagy a letörés, hiszen itt, a Kokszel-jégár vonalán tőle keletre angara-homokkő táblája a szomszéd. De nyugaton is olyan alacsony, inkább dombság, mint hegység van, mely csak vetődés által kerülhetett mélyebb szintbe. A nyugati szomszédnak, a Tumancsi-hegységnek építőanyaga ugyan csupa kristályospala, nagyjában ugyanaz, mint a Kungur-tübéé, de széles és legfeljebb 4500 m-ig érő hátságai a hegyrajzban igen mély lépcsőt mutatnak a 8000-es Kungur-tübe mellett.

Az Üsszen-hegység. Az Üsszen-darja és a Gez-darja, eltérően az innen kelet felé a Tarim-medencébe kilépő folyóktól, nem vették irányukat egyenesen a Tarim-medencének, hanem, egymással nagyjában egyközüen, észak felé folynak. Ez a tény felhívja a figyelmet arra, hogy itt a területnek különös szerkezete van. Megerősíti ezt a feltevést az is, hogy a Tarim-medencét délen szegélyező hegységek sorozata itt hegyrajzi értelemben megtörik. Hatalmas hegység, gigászi méretű jegesek óriási hegyfokként merednek ki a sivatagot környező kavicsdombok felé. Az Üsszen-darja kavicskúpjának kezdetétől, ami a Tarim-medence szélső pontját is jelenti, a 7160 m. magas Kokszel-hegy 30, de a Gyagoz szélső ötezrese csupán 17 km. távolságban van. A Pittik-tau északi lábától elfolyó Csutek-patak is egyenesen észak felé tart. Valamennyi merőlegesen, szurdokokban szel át merőleges hegyláncokat. A Bolor-tagnak ezt a keleti sarkát, tehát a Gez-darjától keletre levő szárnyát nevezem Üsszen (Ükszen?)-hegységnek Hegyszerkezetének némely sajátságos vonása külön is jogosulttá teszi azt, hogy a Bolor-tagtól elválasszuk.

A Stein-térkép szerint 8020-m-es Kungurtübe és a 7280 m-es

Kizilszel hegyek között, valamint a Kizilszeltől még tovább keletre a Korumdu jeges csúcsaiig pontosan Ny—K csapású, térképi felvételem szerint 42 km. hosszú, igen magas hegylánc van. Három irányból kiséreltem meg az előrejutást eme hegylánc felé. Mindenütt a hegyláncnak zárt jéggerince elé kerültem. Egyáltalán nem bizonyos, hogy a Kungurtübe a legmagasabb csúcs a hegyláncban. Amikor a hegyrajzban összefüggő hegyláncot eddig legmagasabbnak ismert csúcsáról Kungurtübe-hegységnek nevezem, egyúttal felhívom a figyelmet arra is, hogy a hegylánc nyugati szárnyának felépítése a keletitől merőben egymástól elütő. A két szárny közötti határvonalon, mely kétségkívül elsőrendű törésvonal É—D csapással, a legalább 20 km. hosszú Kokszel-jégár völgye van. Eddig terjedt az Üsszen-hegység is, melyet a Kungurtübe-hegység előhegységének is lehet tekinteni, hegyszerkezeti nézőpontból nézve pedig hozzátapadt, önálló röghegységnek.

Az Üsszen-hegység legdélibb ismert völgysége a *Kaündü.* Ha a Kungurtübe-hegylánc vonalát főtengelyként vesszük, akkor ez a Kaündü-völgy hosszanti helyzetű, a Kungurtübe-hegylánc keleti szárnyának északi lábát kíséri. A Kaündü két km-rel az Otrake torkolata felett ömlik a Csimgen-darjába.

A Kaündü és az Otrake egyugyanabban a hegyszerkezeti teknőben folyik egymással szembe, s vizük a Csimgen-darjáéval egyesülve tűnik el a Türgene-tar nevü mészkőszurdokban. Ez a szurdok a Kaindavan-hegyet vágja ketté. A Csimgen-darja a Khat-kir nevű szurdokból lép be a Kaündü-Otrake teknőjébe. A teknő szerkezetének legfőbb vonása az, hogy ároksüllyedék a Kaindavan-hegy és a Khat-kir alsókarbon mészkő-falai közén. Az Otrake-völgyben a devon korúnak tartott szericitpala és zöldesfényű, kissé metamorf mészkő erősen préselt redőzete van feltárva. Erre szögeltéréssel települt az alsókarbon, kalciteres sötétszürke-fekete mészkő és a kissé világosabb, vastagpados crinoidás mészkő. Az ároksüllyedék ezeknek a kőzeteknek csapásában van. De a gyűrt alaphegységen összetöredezett darabokban, romszerűen különböző dűlésű, de gyűretlen táblákban, szericites palás homokkő fekszik, melyet a tibeti elöntés kőzetcsoportjába vagyok hajlandó sorolni. Szemben az alaphegység redőzetével, általában igen erős dűlésű, helyenkint függőlegesre állított, két nagy antiklinális felismerhető vonalait mutató rétegeivel, a homokkő táblái csak 10—20 fokos dűlésűek, s aránylag nyugodtan fekszenek az ároksüllyedék legmélyebb részén. Külö-

nösen feltűnő ez a szerkezet közvetlenül a Türgene-tar szurdoka előtt. Ez a szurdok beszakadt mészkőbarlangnak látszó hasadék. Jellemző a homokkőre az, hogy szenes és porfirit zárványai vannak, mint a tiensáni angara-homokkőnek.

A Kaündü-völgy északi oldalán levő Kaindavan-hegy keskeny mészkő és dolomit gerinc. Voltaképen hosszú rög, mely az alsókarbon rétegekből való redőzetnek különszakadt szelete. Ez a szelet északnyugat felé dűlő rétegekből való. Itt tehát egy délnyugati tengelyű redőzet van előttünk, mely beékelődött a Csarling-redőzetre merőlegesen. Az az antiklinális, melyből a Kaindavan-hegy kivált, a Dseinage-völgy nyugati oldalán levő hegygerinc által közvetlen kapcsolatot nyert a Kokszel-heggyel, s erről a hétezres hegyóriásról levezető hegygerinc részének tekinthető. Legalább 10 km. távolságig lehet látni ezt az antiklinálist a Kaindavan-ról.

A Kaindavan-hágó igen nagyjelentőségű törésvonalon van. A Korgontas nevű hegyóriásnak közvetlen szomszédságában északi irányban megszűnik a magashegység és hirtelen a Tarim-medence szegélyzetének sivatagos kopárságú kavicsdombjai következnek. a Korgon torkolatától északra többé egyetlen csermely sem ömlik az Üsszen-darjába, a Korgon ellenben dúsan hömpölygő jégárpatak, ami azt bizonyítja, hogy a Korgontas nagy havasok világának egyik sarokbástyája, előtte a Tarim-medence besüllyedésének főtörésvonalával. A Korgontas keleti lába és a Kaindavan-hágó között ugyanilyen nagy kihatású vetődés történt. A két törésvonal között emelkedik az Üsszen-hegység nagy bástyája. A két törésvonal mindegyike egy-egy törésvonalrendszer szakasza. A Korgon törésvonalának folytatása van nyugat felé. Az általa okozott meglazulást használta fel a Gez-folyó és rajta hosszú folyosót vésett ki a Tarbasi-pamiron egyesülő vizek számára. A keleti törésvonal is messze terjed észak felé a Tarim-medence pereméig. Benne van a Gez-folyónak alsó szakasza, mely az előbb említett nyugati Korgon-völgy torkolatánál kezdődik.

A keleti törésvonal és a Kaindavan-hegy közötti hegyesháromszögben a Kaindavan-heggyel egyközü Dny—Ék törésvonalak uralkodnak. Ezek közén, a Kaindavan-hegytől 7 km. távolságban északra a Kaindavan-hegyhez mindenképen, tehát anyagban is, szerkezetben is hasonló hegy van. Ez is keskeny, hosszú fal, alsókarbon mészkő táblájából kitört szelet, s haránttörések ezt is feldarabolják, valamint az Üsszen-darja ezt is szurdokvölgyben töri keresztül. Az Üsszen-darjának ez a negyedik szurdoka.

A Khanterek-medencét szürke, palás homokkő észak felé erősen dűlt rétegei úgy látszik teljesen kitöltötték. E rétegek nemcsak 50—60 fokos dűlést is elértek, hanem ezen felül még csekélyebb meghajlásokat is szenvedtek, mintha berogytak volna a medencébe. Ezt a szürke, palás homokkövet a hanhai-rétegek legalsó szintjébe gondolom helyezhetni és felteszem, hogy alatta angara-kvarchomokkövek vannak.

A Khánterek-medencében a szürke homokkő-rétegeken vörös homokos-agyag fekszik, erre pedig szürke konglomerátum vastag padjai települtek. Olyan nagy mennyiségben borítja a vörös homokkő és agyag a Khánterek-medencét, hogy ez vörös-medencének nevezhető. Északkelet felé a dombok egészen vörösek. Nyilván erre felé, a Csutek-bel irányában már a hanhai-rétegek dombvidéke eléri a Tarim-medencét. A Kaindavan hágójáról a dombok felett tekintetem egyenesen a Tarim homoksivatagjára esett.

Délen, tehát a Kokszel-hegyóriás lába táján, ahol a Kokszel-jégár oldalmorénáján 3700 m-ig hatoltam fel, még mindig nem értem el a kétségkívül kristályos kőzetekből való alaphegységet. Mintegy 15 km. útvonalon mindvégig kissé palás kvarchomokkövön jártam, illetve érintettem. Útvonalam ugyanis közvetlen a homokkő-hegyoldal alatt, de a Kokszel-jégár oldalmorénáján vezetett. A Kokszel nyugati oldalán levő kristályoskőzetű óriáshegységgel szemben tehát igen feltűnő ellentét ez a homokkőhegység. A Korgontas és a Kokszel hegyóriások közén kereken 200 km^2 terjedelmű homokkő-hegység foglalt helyet.

A Kokszel-jégár keleti oldalán a homokkő-hegység természetesen meredek, mert a nagy jégár ilyenné és símává súrolta. A Kokszel-hegy közelében, ott, ahol a jégár felszíne 2600—2700 m. magasságban van, a homokkő igen meredeken, csaknem függőlegesen áll. Itt törések és vetődések vannak. Az Üsszen-hegység e törések mentén besüllyedt rög. A törések előtt azonban nagy, aránylag nyugodtan fekvő tábla van, mely különösebb megtörés nélkül nemcsak a Gez-völgyig terjed, hanem eltekintve a folyóvölgy beréselődésétől, még a folyó északi oldalán is megtalálható. 15 km. hosszúságban teljesen meztelenül áll itt a Kokszel-jégár által kivésett homokkőfal. Meggyőződhettem arról, hogy mindvégig egynemű, hamuszürke, szén-szemecskés kvarchomokkő a kőzete. A tábla nem vízszintes, hanem egyetlen gyengén kiemelt hullám, ami azt a képzetet kelti, mintha a besüllyedt tábla a besüllyedés nyomásában kissé felpúposodott lenne.

A Korgontas csak hegyrajzi értelemben tagja az Üsszen-hegységnek. Olyan sasbérc ez, mely nyugati csapásával a Gez-szurdok által elválasztott darabja a Tüb-hegységnek

A Kvenlun nyugati vége. A Nyugati-Kvenlun Tibet felől jövet aligha észrevehető hegyrajzi jelenség, legfeljebb azzal teszi magát ez a hegylánc-övezet a többi tibeti hegyláncnál különösebbé, hogy benne a völgyteknők folytatásában vad szurdokok vannak, melyeket rohanó vad vizek tesznek járhatatlanná. A Csercsen-darjától a Jarkend-darjáig legalább egy tucat folyó teljesen keresztül töri a hegyrendszert, rajta tehát elsőrendű vízválasztó nincs is, ami egészen szokatlan a Föld egyik legtekintélyesebb hegységrendszerében. Minden eddigi adat tehát arra vall, hogy a Hedin-hegyrendszertől északra egészen a Tarim-medence pereméig az egész északtibeti magasföldet valamely orogenetikai folyamat egységesen alakította át, s annak csak északi pereme alakult át a mély Tarim-medence közelsége következtében erózió által. Eszerint a Nyugati Kvenlun nem feltűnően keskeny hegységláncolat, hanem a hegységrendszernek igen széles talapzatú szakasza, mely nyugat felé kiékelődik, elkeskenyül.

A Kvenlun nyugat felé való kiékelődését a Tarim-medence peremének és a Kvenlun délről határoló Hedin-Karakorum-Musztagata óriási hegységrendszerének egymáshoz közeledése okozza. Ennek az utóbbi hegységrendszernek északi lábát hosszú völgységsorozat kíséri, melynek egy részét a Raszkem-darja, vagyis a Jarkand-darja felső szakasz foglalja el. Ez a Raszkem-darja, tehát egyközű az Indus felső szakaszával, mely az előbb megnevezett hegységrendszer déli peremfolyója.

A Kvenlun-nak ez a nyugati vége nemcsak elkeskenyül, hanem lényegesen alacsonyodik is, s a Raszkem-darja nagy áttörésétől nyugatra, a Musztagata-csoporttól lefutó vizek már mind szurdokokban törnek keresztül rajta. Ezek a folyók névszerint: Üsszen-darja, tőle keletre 60 km. távolságban a Kengkol, míg ettől keletre közel újabb 60 km. távolságban az említett Jarkand-darja következik. A három folyó közén levő hegységcsoport a *Kvenlum legnyugatibb tagja,* mely helyzeténél és képénél fogva általában csak a Musztagata előhegységének tűnik fel. Pittik-tau ennek a neve. Mögötte azonban megszakítás nélkül látszik kiemelkedni messze a 7000 méter fölé a Musztagata jégfala, melyet távolabb nyugaton a Bolor-tag óriáshegységei váltanak fel. Északon a Tarim-medence homoksivatagja, délen és nyugaton ezek a jéggel

borított nagy hegytömegek egyformán idegenek a Kvenlun mellett.

Az a hegységcsoport, melyet a Kvenlun nyugati végződése megjelöléssel foglalok össze, a Tarim-medence délnyugati peremének Jarkand-Jangihisszar vonalszakasza mögött emelkedik és a Musztagata-Bolor havasaiig terjed. Keleten maga a Jarkand-darja határolja.

Bogdanovics felfedezései nyomán az a nézet alakult ki, hogy a nyugati Kvenlun a karbon óta sokáig a középázsiai szárazulat (Angara-masszívum) déli peremhegysége volt, melyet a tibeti posztkarbon transzgressziók sohasem tudtak átlépni. Bogdanovics két metszetben összefoglalt útvonalain megállapította, hogy e hegységcsoport felépítésében öt csoportot alkotnak a kőzetek, ú. m. 1. Gnejsz és kristályospalák. 2. A devonkorú Kvenlun-transzgresszió mélytengeri kőzetei, egészen sötét mészkövek, agyagpalák és homokkövek. 3. Az előbbire diszkordánsan fekvő, rendesen világosabb, sőt fehérlő felsőkarbon-mészkő. 4. A permokarbon tibeti transzgresszió csillámos kvarchomokkő stb. parti típusú kőzetei. 5. Harmadkori kőzetek.

Azon az útvonalon, melyet 1909-ben Kuserab-tól, tehát a Jarkand-darja nagy fordulójától a Tarim-medence peremének Kizil nevű falujáig tettem meg, a következő sorozatot állapitottam meg: 1. Gnejsz, granit és kvarcit. 2. Fekete agyagpala. 3. Fekete mészkő. 4. Sötét homokkő. 5. Világosszürke mészkő. 6. Sötétszürke mészkő. 7. Zöldesszürke csillámos kvarchomokkő. 8. Vörös konglomerátum.

A vörös konglomerátum a mai hegytömeghez simul, nyilván harmadkori, vagy éppen neogén. Minthogy a Jarkand-darjától nyugatra nagyobb területet és hosszabb útvonalat jártam be, mint előttem bárki, s érintettem hosszú szakaszokon Bogdanovics útvonalait is, nem volt nehéz megállapítanom, hogy e kőzetek szinte pontosan megfelelnek Bogdanovicsnak átmetszeteivel. A Jarkand-darja és Kengkol között a 4. sz. sötét homokkő alatt a Bogdanovics devon-mészköveivel azonosítandó fekete-mészkövet (3. sz.) és ezalatt fekete-agyagpalát (2. sz.) találtam. Erre települ a szorosan összetartozó, feltűnően jól rétegezett, szinte megtöretlen világosszürke (5. sz.) és sötétszürke (6. sz.) mészkő, melyeknek felsőkarbon kora kétségtelennek látszik.

A „kvenluni transzgresszió" kőzeteit a Kiszmak-hágó völgyében is a Bogdanovicstól említett sorrendben találtam meg: Alul homokkő, rajta fekete agyagpala, mészkőpala és ismét homokkő. A Gidgyek-hágó völgyében magán a Bogdanovics-féle útvonalon

jártam, s akkor meggyőződtem e rétegek azonosságáról, vagyis arról, hogy ezek a Bogdanovics-féle „devon-kőzetek".

A rétegtani kép sokkal inkább eltér azonban, ha szóbanforgó hegységcsoportunk nyugati peremei felé megyünk, szóval a nagy Musztagata és Bolor-tag hegyóriásai felé. Itt hatalmas pegmatittömegek jelennek meg, hol a devon fekete-agyagpalák alatt, hol azok fölé tolódva. A kvenluni transzgresszió kőzetei itt háttérbe szorulnak. Fölöttük zöldesszínű homokkő és breccsa jelennek meg, melyek azonban nem azonosak a tibeti transzgresszió 7. sz. zöldesszínű csillámos kvarchomokkövével, hanem a 4. számú sötét homokkövek változataiként jelennek meg. Fölöttük diszkordánsan nagyobb vastagságban és változatosságban jelennek meg a felső-karbon mészkövek és a tibeti transzgressziók kőzetei; de messzebb, nyugat felé már nem terjednek el. A Musztagata és a Bolor-tag kiemelkedtek a tibeti transzgresszióból, a nyugati Kvenlun ellenben nem, vagy legalább is nem emelkedett ki annak a Jarkand-darja körüli része,

A Kapka-hegység felépítése. A Kengkol, Csarling és Jarkand-darja völgyeitől északkeletre a Tarim-medence pereméig terjedő hegységet a geometriai közepén levő Kapka-hágóról nevezem Kapka-hegységnek. E hegység felépítését két átmetszet segítségével kísérlem megrajzolni.

A két szelvény alapján mindenekelőtt megállapítottam, hogy a Jarkand-darja említett pontjától É—Ény felé minegy 40 kilométernyi távolságig főként gránitpegmatit-ból álló krisályoskőzetű alaphegység terül el. Nyolc más kőzetek beékelődése révén egymástól elválasztott gránittömeget találtam itt.

A Kapka-hegység déli gránittömzsei közé igen heves gyűrődésben különféle kőzetek vannak bepréselve. A Csarling folyó mielőtt a Jarkand-darjába ömlik, közel függőleges-falú keskeny sziklasikátoron halad keresztül. Ez a folyosószerű árok, melyen csak alacsony vízállás esetén lehet keresztül jutni, a kétoldalt emelkedő gránitpegmatit-tömegek közé bepréselt mészkő kimosása révén keletkezett. A folyosóvölgy tengelye 110° irányú. A folyosóvölgy nyugati kapuja szomszédságában ugyanilyen csapással találtam egy márványszerű hófehér kristályosmészkő-padot, mely függőlegesre volt állítva. Ugyanezt kissé eltérő csapással, 140°-kal, megtaláltam 12 kilométernyire Ény irányban a Csarling-völgyben.

A második gránitpegmatit-tömzs, a csarlingi szurdok keleti fala, messzebb terjed észak felé. A Kiziltó-völgy legalsó szakasza beléje van vésve. Mintegy két kilométernyire a Kiziltó torkolata felett azonban a völgy kitágul, s itt 80° csapásban erősen gyűrt,

sötét agyagpalákat találunk, 5 km. szélességben. Az Örtön felső kapuja ismét hatalmas gránitpegmatit-sziklákban van.

A Karaszka-szurdok ismét lazább kőzeteknek köszönheti keletkezését. Zöld metamorfpalák 140° csapással, függőlegesre állítva töltik ki. A kapu mögött a völgy a zöldpalákban ismét kitágul, a Kizilto folyó ágyát tíz kilométernyi szakaszon magába fogadja, úgyhogy a folyó a palák csapását kíséri. Tíz kilométer után felfelé találjuk az ötödik gránittömzsöt. Ennek kapujából jön ki a Kizilto-folyó a zöldpalás völgytágulásba, az alsó Kaiz-ba. A zöldpalák a 140°-os csapást nagyjában megtartva húzódnak tovább, de északkeleten itt gnejszgránit-tömzs határolja a palákat. Ez az utolsó kristályoskőzetű hegy itt észak felé. Ezután még a völgy fenekén 12 km. légvonalú távolságig követhetjük az összepréselt palákat majdnem mindig szabályosan 100—110°-os csapással. Itt már az agyagpalák csak a völgyfenéken találhatók. Felettük diszkordánsan fiatalabb kőzettáblák helyezkednek el.

A második szelvényen, mely a Csarling-völgyben az előbbenivel egyközűen halad mintegy 30 km. hosszúságban és 5—6 km. távolságban, sok tekintetben ugyanazzal a felépítéssel találkozunk. A Csarling-völgy Bag-Kaizirze szakasza mintegy 20 km. hosszúságban csillámpalák és az azok közül élesen kiváló fehér márvány övezetébe van beágyazva. E rétegek csapása elég szabályosan 110°-os, s ilyen irányú a völgy is, eltekintve rövid 140—150°-os harántszakaszoktól. Felfelé Bag-ig (ez a kis oázis a legtöbb átnézetes térképen megtalálható) a völgy tágasabb lesz, hasonló az előbb vázolt Örtönhöz. Bag mögött azonban ismét gránitszurdok van. A gránit felszíni megjelenése itt is rendkívül kifejezően érezteti hatását az orográfiai képre. A völgy sötét kapuvá szűkül, és meredek szikladómok emelkednek környezetük fölé, körülövezve magasra felnyúló törmelékkúpokkal. Szerkezetileg teljesen összetöredezett és összepréselt kőzettömeg a Bagi-hegység. A gnejszgránit főtömeget minduntalan megszakítják a legszeszélyesebben összedobált zöldesszínű fillites homokospalák. A gnejszgránit, mint a palák kőzettani vizsgálatából kitűnt, itt is idősebb, mint a vele összegyűrt palák.

Bag-tól északra egymás közelében három hatalmas gnejszgránittömeget találtam, melyeket úgylátszik olyan sávok választanak el egymástól, amely sávok főként csillámos-homokos palákból és fillitekből épültek fel. Mint említettem, a gnejszgránit ezekből sem hiányzik, sőt nagy darabokban nagyon is bőven található bennük. Míg a tiszta gránittömeg szép szálban álló hegyormokat épít fel, a völgyek a palák sávjaiba ágyazódtak itt is.

Az első szelvényben talált Kaiz-vidéki gránit-tömeg a Bagi-hegység keleti szomszédságában van, s kőzettanilag is megegyező. Igy sikerült megállapítanom, hogy a Karaszka-mazar vidékétől a Jarkand-darja-ig négy elkülönített tömegben, s mintegy 25 km. átmérővel gránitpegmatit-hegység emelkedik, Bag és Kaiz tájékán ellenben ugyancsak négy elkülönített tömeget 10 km. átmérő mellett gnejszgránit épít fel.

A két csoportocska a *Kapka-hegység kristályos alaphegysége.* Tőlük északra ebben a hegységben kristályos kőzeteket már nem találtam. A gránitos tömegek közé mindenütt olyan, túlnyomóan palás kőzetek vannak bepréselve, melyek feltétlenül azoknál sokkal fiatalabbak, a gyűrődést megelőzően a kristályoskőzetek transzgressziós fedőrétegeit alkották. Minden adat arra vall, hogy ezek mind a Bogdanovics-féle kvenluni-transzgresszió kőzetei közé tartoznak, s mind a következőkből is kitűnik, karbonnál idősebbek.

Innen északra a prekarbon-palákból épült fel általában a Kapka-hegység talapzata, még pedig nagy kiterjedésben és meglehetős egyhangúsággal. Az első (keleti) földtani szelvény vonalán az Arpalik-völgy legfelső szakaszán, 3100 és 3700 m. magasságok között láttam feltárva több, mint 16 km. hosszúságban, ezeket a palákat. Többnyire fényes fekete agyagpalák vannak itt, általában 110°-os csapásban, rendesen majdnem vagy egészen függőlegesre állítva a völgy legmélyebb vonalán. Helyenként egészen eltűnnek egy fiatalabb diszkordánsan rajtuk fekvő mészkőtábla alatt. Az egyöntetű 110°-os csapás arra vall, hogy a palákat ért gyűrődésnek ez a tengelye. Azt is megállapíthattam, hogy itt egy nagy törésvonal van, melynek mentén a Kapka-hegység prekarbon alaphegysége a mélybe süllyedt. Innen van, hogy a Tarim-medence felé a közel kétezer méterrel mélyebben fekvő völgyekben sem bukkanunk többé idősebb kőzetekre. A törésvonal-rendszer majdnem É—D irányú, s az Arpalik-völgyet derékban szeli ketté.

Az első (nyugati) földtani szelvényen a prekarbon palákat a Bagi-hegységtől északra még legalább 30 km. távolságra követhetjük, mert ez a terület még belül van az arpaliki nagy törésvonalrendszeren.

A Bagi-hegységtől északra a 3785 m. magas Szugurluk-hágó felé vezet fel a Taskerem-völgy. Itt mintegy 15 km. szélességben szericites-homokospala és fekete agyagpala található olyan bonyolult szerkezettel, melyet csak hosszabb beható tanulmányozással lehet kibogozni. A mindíg kitűnő rétegezésű és jól feltárt palákat

a völgyfenékről a hegyoldalak felé elég jól lehet látni. Úgy tűnnek fel a legkülönbözőbb csapású és dűlésű többnyire csak egy-kétszáz méter átmérőjű tömbök, melyekre az eredeti rétegek széjjel vannak esve, mint egy gigantikus breccsa. Úgy látszik, mintha a szericites-homokos pala és a rajta fekvő agyagpala összetöredezvén és változatosan lépcsősen lesüllyedvén, a gyűrődés nyomása szeszélyesen összetorlaszolta volna az így elkülönült tömböket. Emellett az egymásra merőleges rétegezéssel torlódott tömbök között törmelékes sávot alig látni. Ennek a gigantikus breccsának teteje azonban felül le van vágva, s sötétszínű mészpáteres mészkő elég nyugodtan fekvő táblái vannak rajta. Lejebb csak a többnyire száraz árkok törmelékje árulja el a tetők mészkő-tábláit, a Szugurluk-hágón azonban útunk is keresztül vezetett rajta.

Az alaphegység itt felsorolt rétegeinek korát nem ismerjük. Van azonban az alaphegységnek, a nagy összepréselődés után kialakult, denudált térszínére települt fedőrétege, melynek korát sikerült kissé közelebbről meghatároznunk. Az alaphegységre, annak összepréselődése és letarolása után egy új kőzetcsoport települt, mely majdnem kizárólag mészkőrétegekből áll. Az egész Kapka-hegységre jellemző az, hogy az idős kőzetekből összepréselt alaphegység csak délen (a Jarkand-darja közelében) és nyugaton (a Kengkol közelében), tehát alacsonyabb térszínen van meg. Ugyanitt a magas hegytetők sokkal kevésbbé gyűrt, néhol majdnem vízszintes helyzetű mészkőtáblákból épültek fel. A tájképben az összepréselt kvenluni-transzgresszió rétegeitől mindíg élesen elválnak ezek a fiatalabb mészkőrétegek, úgyhogy elhelyezkedésüket, hegyépítő szerepüket még ott is meg tudjuk rajzolni, ahol csak nagyobb távolságból látjuk azokat. Néhol hegyszerkezeti árokba rogytak bele, ennélfogva meghajoltak és összetöredeztek. De még ilyen helyeken is színük, mállási termékeik, főként azonban pompásan megtartott rétegezettségük már messziről elárulják jelenlétüket.

A mészkőtáblák jelentékeny szinti elterjedése arra vall, hogy az erősen összepréselt, de főként összetöredezett pala-alaphegység a mészkőtábla lerakódása előtt letarolódott. A mészkőtábla maga azonban csak nagy távolságból mutatja a nyugodtan fekvő lemezekből összerakottságot. Mikor a Szugurluk-hágón órák hosszat jártam a mészkőtáblán, láttam, hogy ezt is igen bonyolult diszlokációk érték. Viszont a magas hágóról a Csarling-völgy felé tekintve úgy látjuk, hogy egy nagy, fehérre málló mészkőtábla nyugodtan rajtafekszik az alaphegység fekete tömegén. Kétségtelen, hogy a mészkő itt egy igen nagy kiterjedésű transzgressziós

táblát alkot, mely később erősen összetöredezett, de vertikális helyzetéből lényegesen nem mozdult még sem ki, azaz az alaphegységgel való viszonya lényegesen nem változott meg. A mészkőtábla lerakódása után itt csak epirogén változások történhettek, aránylagos belső orogén nyugalom mellett.

Áttérve most már az első szelvény fiatalabb fedőrétegeinek ismertetésére, előre kell bocsátanom, hogy itt összehasonlításul rendelkezésünkre áll Bogdanovics-nak Tagarma-Kuserab-Jakkaryk szelvénye is. Utóbbi közel 17 km. szakaszon az enyémmel azonos területre vonatkozik (Kuserab és Karaszka között).

A Kizilto-folyó völgyében a Karaszka-mazar fölötti, 2300—2700 m. magasságok közötti, 13 km. hosszú völgyszakaszt Kaiz-nak nevezik. 2700 m. magasságban néhány téli szállás (ház) van a széles völgyfenéken. Itt változik meg a völgy képe azáltal, hogy a mészkőtáblák válnak uralkodókká. Kaiz említett pontjától egy széles völgy kilátást enged messze a Jasil-hágó felé, de ameddig a szem tekinthet, csakis konkordáns ÉK—30 fokos dülésű rétegeket lehet látni, a gyűrődés nyoma nélkül. Ezek a rétegek abból a fekete, vékony pados, helyenkint palás mészkőből valók, melyet a völgy elején találtam. Itt kövületet nem találtam bennük, de a kőzettani hasonlóság alapján, azt hiszem, jogom van feltenni, hogy a kaindavani és korumdui crinoidás-mészkővel azonos, tehát alsó-karbon korúnak.

Az Arpalik-völgyből észak felé haladva egy festői mészkőhegységet szeltem át. Az Arpalik-völgy, mint már említettem, ezen a szakaszán fekete agyagpalába van vésve, de a völgy hegyoldalait világosabb, vastag pados mészkő építi fel, mely a rendesen függőlegesre állított palákon diszkordánsan, rendesen 45 foknál kisebb dűléssel fekszik. Az Arpalik-nak Düngürek nevű északi mellékvölgyén felmenet csakhamar a mészkőre jutottam. A Khanköl egyike a vidék karsztos víznyelőinek, melyeket a kirgizek emberi alkotásoknak, Abdul-khán ciszternáinak tartanak. A völgy tele van berogyásokkal, szakadásokkal, fiatal hegyomlásokkal. A háttér hegyei azonban világosan megmondják, hogy a völgy hatalmas szinklinálisban van.

A Düngürek-bel-ről levezető mészkőszurdok 12 km. hosszú. Felső szakaszán száraz, de a 3040 m. magasságban kilépő víz bősége földalatti vízfolyásra vall. 2900 m. magasságban van a Szulukköl feneke, egy kis (300 m. hosszú) tómeder, fehérlő mésztörmelékkel kitöltve, mely hegyomlás következtében keletkezett.

A Kapka-hegység nagy lépcsőkkel süllyed le a Tarim-medence felé. A szélső lépcsőkben már csak a mészkő-fedőrétegek vannak

a felszínen. Az alaphegység nyilvánvalóan nagy mélységben tűnik el. A szélső lépcsőket (itt a Kapka-hegység északkeleti sarkán mintegy 2500 m. magasságig) vörös hanhai-homokkő borítja el. De a sajátságos az, hogy itt, a három szurdok (Szuluk, Kapka, Szögött) kapuja körül a mészkő nem letarolt, denudált, mondjuk peneplain-jellegű felszínnel ereszkedik a hanhai alá, hanem ellenkezőleg, szeszélyesen szaggatott és össze-vissza dobált tömbjeit borítja el a vörös homokkő.

A mészkő a Szögött torkolata alatt az innen kizárólagosnak látszó vörös homokkő alól még csak egyszer, 8 kiméterrel lejebb bukkan a felszínre. Itt az alsó színtájban előforduló homokos és meszes palák alkotnak egy 110 fokos csapású meredeken álló padot.

Ha a Kapka-hegység pala-csoportjának általános csapásirányát kutatjuk, az igen nagyméretű összetöredezettség, feldarabolódás okozta zavar mellett is a nagyjában 140 fokos csapást találjuk uralkodónak. Ilyen a csapásirány a Csarling-völgy Bag-Kajzirze szakaszán, mintegy 15 km. hosszúsági kiterjedésben. Ezzel egyezik meg a kuserabi szurdok csapása is. A Kizilto-völgy Kaiz-Karaszka szakaszán is 5 km. hosszúsági kiterjedésben, ilyen csapásban találtam a palákat. Ez az utóbbi szakasz pontosan egyközű az elsővel, s attól mintegy 5 km. szélességben egy gránitpegmatit-tömeg választja el. Ha tekintetbe vesszük, hogy ahol ez az uralkodó csapás hiányzik, s ez a talált pala-területnek mintegy felét teszi ki a Kapka-hegységben, ott más uralkodó csapás nincs, hanem csak rendszertelen össze-visszaság van, nagy valószínűséggel állíthatjuk, hogy a prekarbon gyűrődés alaptengelye a Kapka-hegységben Eny—Dk irányú volt.

A Kengol-völgytől északnyugatra a Kajrak-hegycsoport emelkedik, melynek négy tagja: 1. Kiszmak-tau, a Kengol és Kiszmak völgyek között, 2. Gidjek-tau, a Kiszmak, Gidjek és Karatas-völgyek között, 3. Pittik-tau, a Gidjek, Ordolon, Csutek és Otrake-völgyek között, 4. Kajrák-hegység, az Ordolon és a Tarim-medence között. Kristályos kőzetet egyikben sem találtam. A prekarbon alaphegységet mindvégig a palacsoport építi fel, melyben a fekete-agyagpala az uralkodó

A Kiszmak-tau a Kengol, Merki és Kiszmak nevű völgyek között lévő, 45 km. hosszú hegység. Legmagasabb csúcsai 4500 m körül lehetnek. A hegység főtömege a fekete agyagpala erősen gyűrt, általában függőlegesen álló rétegeiből van felépítve. A Szujok-hegység gránitja hatalmas benyomulás ebben a palatömegben, s vele szerkezetileg egységben van. Az alaphegység teteje letaroltnak látszik. A palák függőleges rétegeinek lenyirt tetején

mészkőtábla fekszik. Nem lehet kételkedni abban, hogy a messze fehérlő tábla a felsőkarbon elöntés által került a gyűrt és lekopott alaphegységre. Két hegycsúcs között sok km. szélességben vörös homokkő-tábla van. Ez a tábla is gyüretlennek és megtöretlennek látszik, bár erősen 20—25 fokban dűl dél felé. Megfigyelésem leglényegesebb, ide vágó vonása az, hogy a felsőkarbon elöntés tábláiból szigethegyek vésődtek ki. A vörös homokkő ezeket a mészkőszigeteket borította el. A nagy epirogén emelkedésben csak kisebb törések érték e vidéket. A törések következményeként dűlt meg kissé a vörös homokkő táblája is.

Általában a Kiszmak-tau képe a táblahegységé. Arculatának legfőbb kialakítója a mészkő és vöröshomokkő-tábla. Innen van az is, hogy nincs hegyszerkezeti tengelye. Az egész hegység törések által kiszakított rög.

A Kiszmak-hágóról elég nagy panoráma nyilik a Sivakte és Musztagata felé. De ameddig a szem ellát, a hegyszerkezet változására semmi sem vall. Nyugat felé a hegyek magasabbak, a lepusztulás ennélfogva fokozottabb. Kevesebb tehát a táblahegy. De a Szogot-völgy hátterének feltűnő asztalhegye elárulja azt, hogy az alaphegységen arrafelé is elöntéses táblák fekszenek.

A Kiszmak-tau harántszelvénye, melyet a Merki- és Kengol-völgyek között, a Kiszmak- és Karaagil-hágók metszésével rajzoltam meg, alkalmas arra, hogy ennek a hegységnek szerkezetét behatóbban megvilágítsa. Itt az alaphegység palaredőzetének két nagy röge van. A nyugati rög, melyen a Kiszmak és Karaagil hágók vannak, redőnyaláb 300 fokos csapásban. A keleti rög a Karaagil-bel és a Kengol között 220 fokos csapásúnak látszik és ezt a helyzetét nyilvánvalóan már a tönkfelület kialakulása előtt foglalta el. A felsőkarbon elöntés mészkő-táblái, majd ennek tetejébe a tibeti elöntés túlnyomóan szárazföldi képződésű (a tibeti elöntés nevet tehát itt helytelenül viselő) homokkő-táblái a már megbolygatott helyzetű alaphegység tönkfelszínére ülepedtek, illetve települtek. Ezután kezdődött a nagy kiemelkedés és helyi besüllyedés, összetöredezés kettős folyamata, melyek különös világossággal mutatkoznak a Kiszmak-tau szelvényében.

A Karaagil-bel elég széles fensik. Csaknem vízszintes vöröshomokkő táblája is igen széles. A Beggyurtu-völgyet egészen körülfogja. A Beggyurtu-völgy olyan vájat, mely a vöröshomokkőtáblán keletkezett, azután tovább bemélyülve, mélyen felhasította a homokkő tábla aljában levő fekete agyagpala alaphegységet is. A vöröshomokkő-tábla messze terjed tovább északra, egészen a Pittik-tau hatalmas, várrom szerű sziklahavasáig, tehát 30—35

km-re, anélkül, hogy a besüllyedt kisebb rögöktől eltekintve, magasságából lényegesen veszítene. Ez tehát egy vezérszint. Vele szemben elszórt, igen különböző magasságú rögökben mutatkozik a felsőkarbon mészkő. Valóságos szirtek ezek, melyek kimerednek a vöröshomokkőből. Ezért feltehető, hogy a mészkőszirtek és táblák olyan rögök, melyek a széjjel repedezett vöröshomokkő-tábla felvetődött darabjai. Ezek lévén a legmagasabb hegyek, a rajtuk volt vöröshomokkő-tábla, már csak omlékonysága miatt is, azóta elpusztult. Ezzel a magyarázattal érthetővé válik az is, hogy amikor nagy magasságban, a hegytetőkön járunk, itt egyszerű és nyugalmat mutató hegyszerkezetet látunk, a mély völgyekben ellenben igen nyugtalan szerkezetet. Valóban úgy tűnik fel, hogy a harmadkor végén felemelt térszín két folyamatban pusztult. Az egyik folyamat a folyóvízi bevágódás volt, a másik pedig az összetöredezés, mely utóbbi tele hintette kisebb-nagyobb rögökkel a süllyedékeket, de a már kialakult völgyeket is. A két folyamat annyira összetartozó, hogy a vájatok, völgyek mind töréseken keletkeztek. Ezért olyan merev, tört vonalak szakaszaiból állók, derékszögű fordulatokban gazdagok.

A Kiszmak-tau déli szomszédságában, vagyis szemközt a Kengkol másik oldalán az eres sötétszürke, helyenkint csaknem fekete, vastagpados karbonmészkő ugyanolyan tájképi szerepet játszik, mint a Kiszmak-tau-ban a vöröshomokkő. A Szugurluk-bel kétszáz m.-rel alacsonyabb, mint a Karaagil-bel. De 3300 m fölötti magasságban ennek a mészkőnek hatalmas táblája fekszik a Szugurluk-bel (3783 m) tetejéig. A Szugurluk-bel teteje ugyan széles és elég lapos, s úgy tűnik fel, hogy a régi tönkfelszín nyomai még nem tüntek el róla, de körülötte magasabb, jégvájta fülkevölgyekkel ékesített sziklahavasok vannak. A völgyek azonban északon és délen is a mészkő darabos, összetöredezett táblájába vannak bevésve. Széles völgyek ezek, a mészkő szirtjei és sziklafalai által bekeretezve. A völgyek itt is az alaphegységet tárják fel, főképen annak fiatalabb rétegeit, a szürke, zöld, csillámos homokkőpalákat. Ezek a palák persze szemre erősen hasonlítanak az angara-palákhoz, melyektől általában, kőzettani vizsgálat nélkül nehéz megkülönböztetni. A valószínű főkülönbséget a meszesség árulja el, mert az angara-palák sósavra erősen pezsegnek, a devonpalák ellenben alig, ritkán. A szugurluki mészkő-tábla nemcsak erősen összetöredezett, hanem helyenkint gyűrt is. De ez a gyűrődés csak vetődéses hajlatokkal kapcsolatos lehet, mert általában táblái épek, sőt nagy foltokban csaknem vízszintesek. Az a tény, hogy a Kengkol felé lejtő oldalon a mélyben vöröshomokkő-rögök,

POLITECHNIKA GDA... ZAKŁAD GEOLOGII

a déli, Kosötök nevű völgyben pedig a vöröshomokkő fekvőjeként megismert fínom szemű, pirites sötétszürke (fekete) homokkő-rögök vannak, arra mutat, hogy a mai völgyképződés összetöredezés és besüppedések által indult meg, s hogy a mészkőtábla fedőrétegeit is ezek a süllyedékek őrizték meg, egyes darabokban.

A Kiszmak-tau északi szomszédságában a hegységek arculatán erőteljesen lépnek fel a Ny. K.-vonalak. A Kokszel-jégár mögött Stein két hegyóriás magasságát közölte. Az egyik a Kizilszel, ez 7280 m-es, a másik a Shivakte, 6940 m-rel. A két hegyóriás között hatalmas jégárnak kell lennie. Ezt még senki sem látta ugyan, de annyit tudunk, hogy a két hegyóriás mindegyikéről tekintélyes hegyláncok folytatódnak kelet felé. A hegyláncok 35 km hosszúak, végig jegesek, s közöttük a Csimgen-darja igen bővízű folyó, tehát nagy jégárak táplálják. Ugyanilyen hosszú és hasonlóan bővízű a Csimgen-darja déli szomszédja, a vele egyközű Karatas-folyó is. A Karatas a Shivakte-gerinc déli oldalán van. Tovább keletre vonulat és irányt tartva a Csimgen-darja folytatásában van a Kizilcsiken-Gidgyek, a Karatas folytatásában pedig az előbb említett Kiszmak-völgy. A két utóbbi völgy között áll a *Gidgyek-tau* ugyancsak 33 km hosszú gerince.

A Gidgyek-tau a Shivakte-gerinc hegyrajzi folytatása. Szerkezetileg a kettő egységben van. De mély hasíték választja két szárnyra a 70 km. hosszú gerincet. Ez a hasíték a Merki-nek imént leírt árka, illetve ennek az ároknak északi, koronkint járhatatlan sziklakapuja, szurdoka. 1909 július havában ebbe a Szuget-tar nevű szurdokba nem tudtam behatolni, mert a Csimgen-darján átkelni nem lehetett. Nagy víze miatt 70 km-nyi kerülőt kellett tennem két négyezres hágó megmászásával.

A Karatas-szurdok közelében egy 3650 m. fenékmagasságú jégvájta cirkuszvölgyében tanyáztam. A völgyet Szujok-nak nevezték. Itt a fekete agyagpala redőzetébe foglalt nagy gránitrögök jól szemlélhető feltárása van. Minthogy a fekete agyagpala devon-korát tagadni alig lehet, a gránitnak ennél is idősebbnek kell lennie. A tönkfelszín itt igen magasra van emelve, s így érthető, hogy úgy a vöröshomokkő, mint a karbonmészkő táblája már rég lepusztult róla. A lenyírt redőzetből erősen tagolt sziklahavas lett. A Burkhán-eljegesedés morénáinak nagy tömege és azoknak csaknem a Merki völgyfenékjéig való elterjedése is igen magas hegységre vall.

A Szujok-völgyi gránit-tömzstől keletre a Kizilcsiken nevű

völgyön vezet az ösvény a Gidgyek-hágóra. (4025 m). Az alaphegység fekete agyagpalái itt szinte mindvégig függőlegesre gyűrtek Ny—K csapással. Csak a völgy déli oldalán vannak kisebb palarögök. Ezeknek szabálytalan dűlése elárulja, hogy egészen fiatal beszakadásoktól keletkeztek. A Gidgyek-hágón még látható egy zöldes színű, breccsás homokkő-tábla csekély maradványa. Ez a kőzet csak a tibeti vörös homokkő-tábla alsó szintjeiből ismeretes réteg képviselője lehet. Az agyagpala függőleges rétegein csaknem vízszintesen fekszik. Távolabb a magasságban vastag vöröshomokkő lehet felette, mert a patakok onnan sok vörös homokot hordanak le. Innen származik a völgy „vörös“ neve is.

A Gidgyek-völgy a hágó keleti-oldalán szétágazó mellékvölgyek széles katlanával kezdődik, de a hágóról a mellékvölgyeket elválasztó gerincek felett szabadon ellátni a Tarim-medencéig. Arra felé csak kevés hegy magasabb a hágónál, a Gidgyek-völgy pedig csaknem egyenes a Kengkol kijáratáig. Ez az egyenes völgy az alaphegység függőlegesre gyűrt paláinak csapásában van. Ennek ellenére megállapítható, hogy ez a völgy is törésvonalának köszönheti helyét és alakját. A törést itt is erős rétegzavarok árulják el. Különösen a völgy alsó szakasza gazdag összezúzott és vetődött kis rögökben, ami a tájképen változatos sziklák által jut kifejezésre.

A Gidgyek-völgyi törésvonal a *Pittik-tau* déli határa. Az aránylag alacsony, besüllyedt Gidgyek-taunak ez az északi szomszédja, annak ellenére, hogy a Tarim-medence szegélyén van, jóval magasabb. Illetve közepén van egy; a környezete fölé magasan kiemelkedett rög, melynek tetőmagassága csak kevéssel lehet az 5000 m alatt. Ezért északi oldalán tekintélyesnek mondható jégárak vannak. A Pittik-tau déli sarkának hegyei, azok, melyek a Kizilcsiken és Szuget-tar felett vannak, erősen tagolt, elvetődött rögök szerkezetét mutatják. A Gidgyek-völgy földtani alkata kétségtelenné teszi, hogy a Pittik-tau alaptömege szintén a devonba sorolt fekete agyagpalából való.

A Pittik-tau alaphegységét az előbb említett sziklahavasról nyugat felé levezető Otrake és kelet felé levezető Ordolon nevű völgyekben tanulmányozhattam. A Pittik-tau sziklahavasainak nagy jégárait ez az Ordolon is elárulja, mert 1909 júliusában víztömege csaknem megakasztotta útunkat. Az Ordolon 2080 m magasságban ömlik a Kengkolba. A torkolat közelében van a Kicsikkaraul, a Tarim-medence felé pedig az alig 6 km. hosszú Igizjar

völgy. Ezen ömlik ki a Kengol a Tarim-medencébe, 1600 m magasságban vízét már öntözőcsatornák fogják fel. A Kicsik-karaultól keletre már csak alacsony hegyek vannak. Kopár, sziklás dombok. Közöttük a Muk-terek nevű száraz aszó-völgy lejt a Kengol felé. A fekete agyagpala redőzetének 260—80 fok irányában csapó boltozata van itt. Ezt vágja át haránt a Kengol szurdok-szerű árka. Az agyagpala itt is, mint a Gidgyek-völgyben, sűrűn váltakozik zöldes fillit-rétegekkel. Az agyagpala-redőzetet az Acsik-szu torkolatáig lehet követni, tehát az Ordolon-völgy 2600 m-es pontjáig. Az Acsik-szú torkolata körül a fiatalabb fedőrétegek széles táblái vannak. Itt tehát az alaphegység már elég mélyen lesüllyedt.

Áttérve a Pittik-tau nyugati oldalára, az Otrake-völgybe, itt az alaphegység egyneműen szericitpalából állónak látszik. A kőzet általában nyugati csapást és észak felé dűlést mutat. Kisebb rögökre szakadozott szét. A feltörés fiatal korát bizonyítja az, hogy ez a töréses szerkezet közvetlen kihatással van még a hegyrajzra. Itt-ott meredekebb hegyoldalak, sőt sziklafalak teszik a tájképet változatosabbá, s ezek felbillent rögöket jelölnek. Feljebb az alaphegység lenyirt tetejére települnek vastagpados szürke, igen messze homokkő táblát találunk, mely egészében gyűretlen, de kisebb darabokra töredezvén, szabálytalanul szétvetődött. Innen az Ordolon-völgyi Acsik-szu torkolatáig mintegy 20 km. szélességben terjedt el ez a homokkő-tábla. Az Otrake-völgyből feljutva a Költüzdem-bel-re (3940 m), itt tágas hegytetőt találtam. Háttérben délkeleti irányban sziklahavasok és jégárak vannak. Széles morénamezőn futnak le déli irányba a Pittik jégárak patakjai. A sziklahavasok szerkezetének rög-jellege erőteljesen kifejezésre jut.

A Pittik-tau sziklahavasainak magját egy feltűnően vékonyan rétegezett, igen meredeken álló, fekete színű, nyilván palás kőzet építette fel. A fekete agyagpalára jellemző, a kirgizek által mindenütt karakorum-nak nevezett, fekete törmeléklejtők szinte elborítják ezt a hegydarabot. A törmelék síma lejtői csaknem a gerincig nyulnak fel. A vastagpados karbon-mészkő és a főhegy vöröshomokkő padjai az előbbi rögök mellé támaszkodván, a rögös-töréses hegyszerkezetet egészen kétségtelenné teszik.

A Pittik-tau központi tömege ezek szerint romhegy-szerkezetű. A nagy epirogén emelkedés által felemelt tömeg a Tarim-medence felé lépcsőzetesen letöredezvén, itt olyan romhalmaz

keletkezett, melyben a négy egymás felett lévő kőzetcsoport tömbjei egymás mellé kerültek. De a hegység képe egészen kétségtelenné teszi, hogy ez a szerkezet így, ahogy szemünk előtt van, egészen fiatal, tehát késői harmadkori. A Pittik-tau sziklahavasának szerkezetében ez különös vonás, mert aránylag szük területen van. Körülötte a vöröshomokkőnél idősebb szürke homokkőtáblái sok kilométernyi szélességben vannak a hegytetőn. Ebből arra lehet következtetni, hogy a Pittik-tau központi sziklahavasa különálló kialakulás eredménye. Itt valamilyen felfelé való kiemelőerőre, úgynevezett felvetődésre is gondolhatunk.

BAU UND BILD DER TURKESTANISCHEN SCHEIDEGEBIRGE ZWISCHEN DEM TARIM — UND FERGANA — BECKEN.

Einleitung.

Die beiden Turkestan, also das Tarim- und Fergana-Becken, werden voneinander durch mächtige Gebirge getrennt. Humboldt (die beiliegende kleine Skizze S. 3 stellt eine Partie von der Karte von Humboldt dar) fasste diese Gebirge unter dem Namen Bolor zusammen. Später kam der Name Kisiljart in Mode. Heutzutage sind von den Karten bereits beide Namen verschwunden. Es hat sich nämlich herausgestellt, daß die beiden großen Becken nicht von einem Gebirgssystem mit einer N—S—lichen Achse getrennt werden, ja sogar ein solches überhaupt nicht existiert. Das Gebiet, das die Wasserscheide zwischen den beiden Hauptbecken bildet, ist infolge der Senkung der beiden Hauptbecken entstanden. Wo es am schmalsten ist, treffen sich die Gebirgssysteme des Tienschan und des Hindukus in etwa 200 km breiten Gebirgen. Die im großen und ganzen W—O-lich ablaufenden Hauptbruchlinien und tektonischen Achsen dieser zwei Gebirgssysteme werden durch die Randbrüche und die radialen Brüche der zwei Hauptbecken gestört. Im wesentlichen treffen sich also die Gebirgssysteme des Tienschan und des Hindukus in dieser 200 km langen Linie.

Als ich meine erste Reise unternahm, waren diese Verhältnisse noch nicht geklärt. Der Wasserscheide der großen zentralasiatischen Flüsse wurde großes Interesse gezeigt. Auch mir wurde die Lösung des Bolor- oder Kisiljartproblems von L. von Lóczy d. Ä., dem ich meine beiden zentralasiatischen Reisen verdanke, als Hauptaufgabe gestellt. Ergebnis meiner Reisen war, daß beide Namen ihren Inhalt verloren, wie dies auch von den Forschern, die nach mir diese Gegenden untersuchten, bestätigt wurde. Wenn man aber die Berge, die zwischen dem Naryn- und Raskem-Darja liegen, unter einem Namen als Buchtitel zusammen

fassen will, kann nur der erste literarische Name dieses Gebietes, Bolor, gewählt werden. Der Bolor-Tag stellt eigentlich nur eine kleinere Partie des ganzen Gebietes dar (auch sie wird des öfteren Belur genannt). Jedenfalls repräsentiert sie noch immer ein viel größeres Gebiet als der Kisiljart, welcher Name hier nur für die Täler und den Paß zwischen Karategin und Kaschgar angewandt wird, abgesehen davon, daß dieser Name auch in den weit entfernt liegenden Gebirgssystemen dutzendweise vorkommt.

Diese Arbeit enthält die zweite Hälfte der geologischen Resultate meiner zentralasiatischen Reisen. Sie steht also mit dem Werk über den Hohen-Tienschan im engen Zusammenhange und bildet eine Fortsetzung bezw. einen auf Grund des Gebietes abgesonderten Teil von ihm. Sie enthält die Beschreibung des Becken-Tienschan, also der von den Kaschgarer Schneebergen oder dem berühmten Terek-Davan unmittelbar nördlich und südlich liegenden Berge, ferner der einander nahe liegenden Ränder der beiden Becken. Ich dachte dieses grundverschiedene Gebiet nur unter dem historischen Namen Bolor zusammenfassen zu können.

1. *Der östliche Bruchrand des Fergana-Beckens.*

Während meiner Reise durchquerte ich an den östlichen Randgebieten von Fergana drei Landschaften: Tschitti-Tau, Djasi und das Kogart-Tal von Dschalabad. Tschitti-Tau liegt zwischen Karadarja und Koschkarata-Su, seine östliche Grenze wird von der Bruchlinie des Bujga-Tal gekennzeichnet. Die Gebirgslandschaft ist hier breit, flach und niedrig. Die Oberfläche dieser Landschaft besteht aus Bergen, von denen die größten eine Höhe von etwa 3000 m erreichen, und aus unregelmäßig verzweigten, breiten, flachen, stellenweise aber schluchtartigen Tälern. Die nach Norden abfallenden Täler dieser Landschaft sind: Irdik, Djalpaktasch, Laj und Bujga. Ich durchquerte diese vier Haupttäler in 1 bis 2 tägigen Wanderungen, die ich vom Karadarja, meiner Hauptroute, aus machte. Durch das Djasi-Tal kam ich am Ende meiner Reise im Jahre 1909, als ich vom Tien-schan herunter kam. Das Kogart-Tal von Dschalabad war die erste Landschaft, die ich anläßlich meiner Reise im Jahre 1906 kennen lernte. (Taf. VIII).

Die Kreidetafel von Ösgön. Von den vier Tälern des Tschitti-Tau verdient vor allem das Bujga-Tal das größte Interesse, weil es entlang der Hauptbruchlinie des Fergana-Beckens liegt. (S. Taf. VIII.) Östlich von dieser tektonischen Grenze liegt der Sockel des paläozoischen Grundgebirges an der Oberfläche. Unterbrechungen und Lücken sind an ihm nur in einzelnen, voneinander getrennten Einbrüchen zu sehen. Westlich des Bujga kommt das Grundgebirge aber nur noch in Form von Inseln oder kleinen Klippen unter der mächtigen Decke der jüngeren Ablagerungen zum Vorschein.

Das Bujga sowie sein mit ihm parallel ablaufendes westliches Nachbartal, das Laj, besitzen gleichfalls eine Länge von 27 km. Ihre Bäche beginnen an demselben Bergrücken, nämlich am Adschike-Rücken und laufen geradlinig gegen Norden, nach dem Tar-Alaiku. Die Höhe des Joches am Adschike, das die beiden Täler verbindet, beträgt nach meiner Messung 2580 m. Die Aussichten. die man von diesem Joch nach beiden Seiten hat, werden in den Abb. 1 und 2 wiedergegeben. Südlich von diesem Adschike-

Rücken läuft in westlicher Richtung von dem nach Akbogus führenden Joch ein 3200—3300 m hoher Grat, an der Taf. VIII. Adschike 9. genannt, der vom oberkarbonischen, kalzitadrigen, dunkelgrauen Kalkstein aufgebaut wird. Seine Länge dürfte etwa 22 km be-

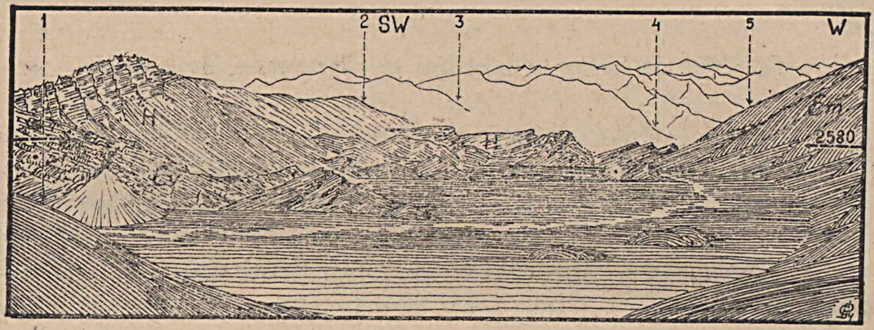


Abb. 1. Das rote Hanhaikonglomerat-Becken des Adschike-Tales von der Wasserscheide des Adschike und Bujga, Paß Adschike, 2380 m aus gesehen. 1: Togus-bulak-Tal. 2: Akkija-Tal. 3: Karatokte-Tal. 4: Kisil-bulak-Tal. Unterhalb des Pfeiles liegt der Aussichtspunkt der Abb. 3. 5: Laj-Tal. Em: Senon-Kalkstein mit Gipslagern. Ev: Roter schieferige Sandstein, H: Hanhai-Konglomerat.

tragen. Ende April 1906 war er noch mit Schnee bedeckt. In seinen schattigen und feuchten Rinnen sind kleine Fichtenhainen vorhanden, weshalb die Kirgisen den Grat als Karagaj bezeichnen. Das Adschike—G. ist eine schmale prismatische Scholle. Nördlich von ihm liegt das Adschike-Becken auf einer teilweise schwach gefalteten, im allgemeinen nur zerbrochenen Kreide-Tertiärtafel. Über den nach Süden fallenden Schichten eines roten schieferigen

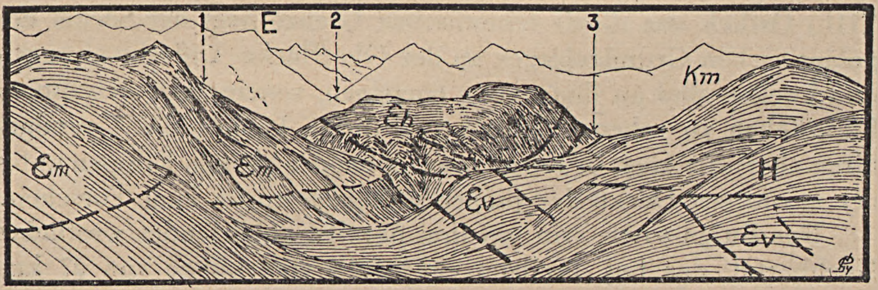


Abb. 2. Aussicht vom Adschike-Paß nach Osten in das Bujga-Tal. 1. Bujga-Tal. 2: Kaschka-Tal. 3: Karagaj-Tal. Man sieht die Reste der paläogenen Rumpffläche, und zwar sich nach Westen zu neigend, zerteilt durch die Gräben des Bujga-Tales, das sich nach Osten richtet. Im Hintergrund die Wand des Karagaj. Ev: Roter, schieferiger Sandstein. Em: Senonkalkstein. Eh: Mergel- und Sandsteinkalk. H: Diskordant aufgelagert die Rumpffläche, bedeckend das Hanhai-Konglomerat.

Sandsteins (Ev) lagern an der Nordseite sohlige gipshaltige Kalksteinschichten (Em) und an der Südseite ebenfalls horizontal liegende Schichten eines roten kalkigen Konglomerats (H). Östlich befindet sich ein tafelartiger flacher Berg. Dieser zeigt die sanfte Synklinale von abwechselnden Schichten von kalkigem Mergel und kalkigem Sandsteinschiefer (Eh). Im Tschitti-Tau sind noch zahlreiche ähnliche flache Berge zu sehen. Man sieht überall die Teile einer tertiären Rumpffläche. Sie zeichnen sich hier besonders durch ihre Vollkommenheit aus, da sonst zwischen ihnen im allgemeinen tiefe schluchtartige Täler ausgebildet sind. Die weichen kretazischen und tertiären Gesteine erleichtern die Erosionsarbeit

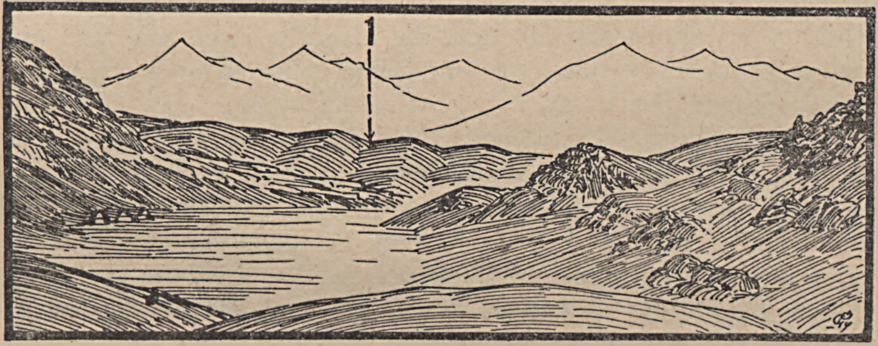


Abb. 3. Das trockengelegte Seebecken des Adschike-Tales. Aussichtspunkt 2330 m, 5 km nach WSW vom Adschike-Paß. Links der Aktasch-Berg mit flach liegenden Senon-Kalksteintafeln. Rechts Hanhai-Konglomeratbänke. 1: Adschike-Paß. Aussichtspunkt d. Abb. 1. u. 2.

der Flüsse. Auf Grund der einzelnen morphologischen Einheiten versucht man aber umsonst die Rekonstruktion des Urreliefs. Es ist hier in kleine Stücke von einer Oberfläche von nur je etlichen Quadratkilometern zerfallen. Über die tafelige Bruchstruktur unterrichten uns sehr deutlich die Abbildungen 1 und 3. Ich bringe diese beiden Bilder nebeneinander, damit sie einen noch klareren Beweis darstellen. Die weißen Tafeln des Senonkalksteins leuchten von den Abhängen schon von weitem. Zweifellos sind sie nicht gefaltet. Von hier etwas weiter entfernt weisen sie zwar einige Biegungen auf, die aber — so viel ich bemerkt habe — durch eine Einsenkung erklärt werden können.

Die Adschike-Mulde (Abb. 3) erscheint als eine Einsenkung eines breiten Plateaus. Die Einsenkung dürfte erst in der jüngsten Zeit vor sich gegangen sein. Darauf weist auch der ziemlich breite, mit rotem Ton ausgefüllte Grund eines ehemaligen Sees

hin. Er wird vom Laj-Tal durch einen 2330 m hohen Rücken getrennt. Dieser Damm besteht aus einem roten, tonigen Sandstein, dessen dicke Bänke unter 10—15° nach Südosten fallen. Stellenweise geht dieser Sandstein, besonders hinter dem Rücken im Westen, in eine mächtige rote Brekzienschicht über. Durch die Abtragung entstanden hier wollsackähnliche Felsen. Konkordant liegt darunter auch hier ein weisser, gipshaltiger Kreidekalkstein. Die zerbrochenen Schollen des Karbonkalksteins sind bis 2900 m Höhe von den hier erwähnten kretazischen und tertiären Bildungen bedeckt. Auf Grund von Fossilien konnte nur das senonische Alter des weissen Kalksteins (Nr. 2—8) festgestellt werden. Darunter liegen kalkiger Mergel, Sandsteinschiefer und roter Sandsteinschiefer mit einem Karminstich, die also alle älter sind und eine andere Struktur besitzen: sie sind mehr gebogen, ja sogar stellenweise gefaltet (Nr. 2—9).

Das Verhältnis der beiden letztgenannten, voneinander hauptsächlich durch die Farbe abweichenden Schichtengruppen konnte ich hier nicht erklären. Wahrscheinlich ist die Reihenfolge wie folgt: Unten ist der kalkige Mergel, Sandsteinschiefer, darüber (oder daneben) der rote schieferige Sandstein, dann folgt der weisse, gipshaltige Kalkstein, die oberste noch kretazische Schicht ist dann die rote Sandstein-Brekzie. Darüber folgt zweifelsohne nach einer beträchtlichen Lücke das bedeutend jüngere rote Konglomerat, welches ursprünglich die zu einem Festland gewordene Kreidetafel hier mindestens in einer Mächtigkeit von 200 m bedeckte.

Im Bujga-Tal fällt vor allem auf, daß das obere rote Konglomerat, das zweifelsohne zu der Hanhai—Gruppe gehört, sich dem Tal einfügt, dasselbe ausfüllt und nach dem Fluß Alaiku fällt. Der Bujga läuft gerade nach Norden von einem Punkte in 2360 m aus, wo drei Täler sich vereinigen. Seine Richtung läuft parallel mit der westlichen Randverwerfung des Alaiku—Kaptschagai—Gebirges (Taf. VIII. = Alaiku-Geb.), jedoch läuft er nicht gerade an der Bruchlinie, sondern schon etwas nach innen, im Gebiete der Kreidetafel, ab. Das Wasser springt hier aus den drei kleinen Teichen (Ütsch-köl, ihre Durchmesser betragen etwa 10 m), einer ausgiebigen Karstquellengruppe, aus der Richtung des südlichen Karbonkalksteins. Wenn der Bujga auch nicht an der Hauptverwerfung liegt, befindet er sich entlang einer Bruchlinie, die die Kreidetafel zerbricht. Dies wird schon auch durch den Umstand angezeigt, daß hinten, in den Tälern seiner Ostseite, ein hohes Karbonkalksteingebirge sich erhebt, während an der Westseite die

Berge von zerstückelten, unregelmäßig nebeneinander gesetzten weißgrauen Kreidetafeln leuchten. Die roten Konglomerattafeln der Talsohle schmiegen sich zwar dem Tale an, jedoch sind sie in Schollen zerbrochen, die oben, unter dem Ütsch-köl, fast hori-

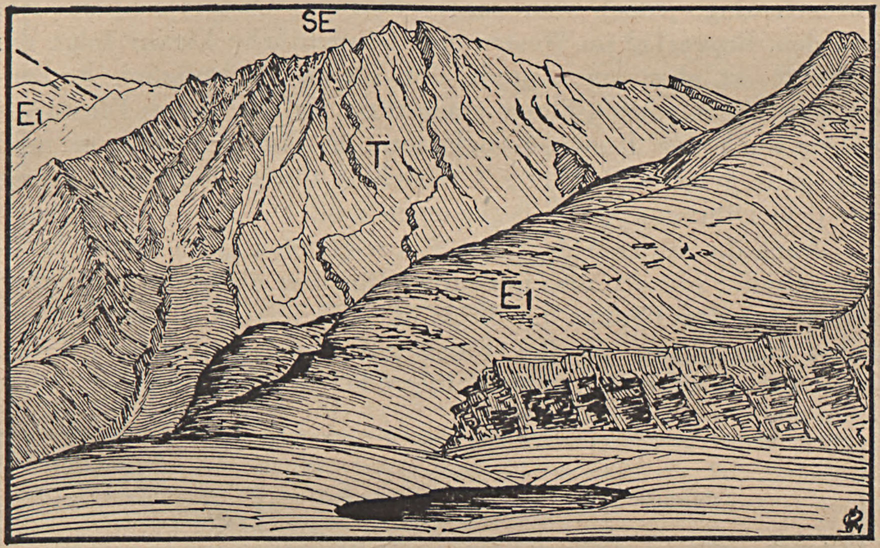


Abb. 4. Die Ostwand des Bujga-Tales. Aussichtspunkt 2220 m. T: Karminrote Sandsteinschiefer-Platten in der großen Westrand-Verwerfung des Tschitti-Tau Gebirges, d. h. am morphologischen Ostrand des Fergana-Beckens. E1: Emscher Sandsteinschiefer. Im Vordergrund ein Tümpel in einem der zahllosen Einsturzkesseln der Kreidetafeln.

zontal liegen, etwas mehr nach unten aber nach Süden und etwas weiter entfernt nach Norden fallen und zwar unter 5—10°. Der Bach grub sich hier einen tiefen Graben und versucht sich an der Ostseite einzuschneiden. Die diluviale Talsohle ist breit, aufgeschottert und befindet sich im allgemeinen über dem Hanhai-Konglomerat. Durch Wildbäche, die bei der Schneeschmelze von den Bergen zwischen dem Bujga und dem Laj herunterströmen, ist es in Stücke zerrissen. Eine jede Erscheinung der Kerbung weist darauf hin, daß die Kreidetafel sich rasch zersetzen ließ. Wir sehen hier vor uns ein jugendliches Landschaftsbild. Dieses bildet einen großen Gegensatz zu der herrlichen Ruhe der Linien des Landschaftbildes im Inneren des Tien-schans.

Die wichtigsten Merkmale der Struktur von den kretazischen Schichten sind in den Abbildungen 4 und 5 zu sehen. Vor allem muß ich aber bemerken, daß die Schichten des älteren roten

Sandsteins, des kretazischen Sandsteins, an der Westseite im allgemeinen nach den Bujga zu fallen. Der Einfallwinkel beträgt im Westen in der Höhe 20—30°, in der Mitte der Berge mindestens 60—70°, während in der Nähe der Talsohle, unter dem Hanhai-Konglomerat, gelblichgraue Sandsteinschiefer lagern, die zwar unregelmäßig, jedoch sehr sanft einfallen. Daraus schließe ich, daß dem Bujga-Tal im Westen eine beträchtliche Flexur folgt, die Talsohle ist aber am Grunde der Flexur nachträglich grabenartig in seiner ganzen Länge eingestürzt. Infolge dieses Einsturzes wurde auch das Hanhai-Konglomerat in Stücke geteilt, er muß also ganz jung sein. Dieses Geschehnis dürfte nicht sehr lange vor dem Diluvium vor sich gegangen sein.

Auch die in der Abb. 3. mit T bezeichneten karminroten Sandsteinschiefer (die ich also unbedingt für älter als kretazisch halte), fallen nach dem Graben des Bujga in, wenn auch nicht der Grabenachse ganz genau parallel. Einen auffallenden Gegensatz bildet dazu der vor ihm horizontal liegende Sandsteinschiefer. Diese

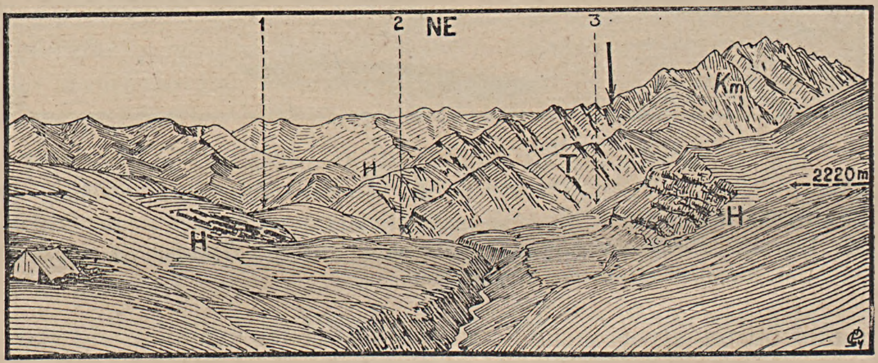


Abb. 3. Der untere Abschnitt des Bujga-Tales, vom Lager 2220 m aus. Im Vordergrund der mit Schotter gefüllte Einsturzgraben des Bujga. Beiderseits flach lagernde Hanhai-Konglomerat Bänke (H). T: Karminrote Sandsteinschiefer-Platten vermutlich aus der tibetanischen Transgression (Perm?). Km: Karbon-Kalkstein, an der Verwerfung durch den Pfeil gekennzeichnet etwas übergeschoben. 1: Bujga-Mündung in das Alaiku-Tal. 2: Bujga-Tal. 3: Korgon-Bujga-Tal.

T-Schiefer stehen sehr steil und außerdem sind sie ein wenig gebogen. Diese Tatsache ist umso mehr auffallend, da hinter ihnen der ältere Karbonkalkstein in ungefalteten Tafeln liegt. Alle diese Umstände weisen also darauf hin, daß der Bujga-Graben eine Linie von Schichtstörungen darstellt. Der neogene Trog paßte sich zwar an, brach aber nochmals weiter bis zum Diluvium. Am Westabhange sind die rezenten Rutschungen weit zu sehen. Un-

weit von der Mündung des Bujga sah ich eine Rutschung, die nach Berichten der Einwohner des Gebirges im Jahre 1908 einen kleinen See aufstaute. Auch die Lage von einigen Kalktafeln in

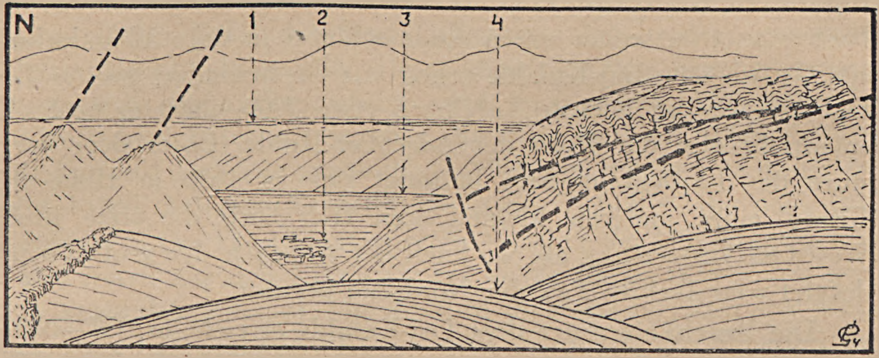


Abb. 6. Der unterste Abschnitt des Laj-Tales. Aussichtspunkt 1520 m. Eozäne-Schollen am Nordrand des Tafelgebirges. Links steil gestellte weisse poröse Kalksteinschichten (Nr. 2—2), vermutlich zur Gruppe der Ostrea turkestanensis-Schichten gehörend. Rechts zusammengeschobene und gepresste Schichtenbündel aus gelblichweissem gipshaltigem Kalkstein. Im Vordergrund rotes Konglomerat. 1: Kara-Kungei Plateau (neogene Rumpffläche). 2: Aul Sary-bulak. 3: Alaiku-Fluß. 4: Laj-Graben.

den höheren Teilen des westlichen Abhanges weist darauf hin, daß Rutschungen sowohl nach dem Bujga wie auch dem Alaiku zu stattfanden.

Im Laj-Tal, das ist das parallele westliche Nachbartal des Bujga, erfolgten Rutschungen von noch größerem Umfange. Dieses lange Tal beginnt in 2180 m Höhe bei der Mündung des Kisil-Bulak. Der Graben ist hier im weißen gipshaltigen Senonkalkstein eingeschnitten. An einer 10 km langen Strecke fällt der Kalkstein an der Westseite genau so nach dem Laj-Graben, wie im Bujga-Tal. Ich maß hier einen Ostfall von 40—50°. Zwischen 1940 und 2090 m sind hier drei, je 200—400 m lange Seen vorhanden. Sie sind alle durch Rutschungen aufgestaut. Auch die großen roten Sandsteintafeln rutschen von den Bergen der Westseite nach dem Graben ab. Dadurch kann erklärt werden, daß auch die Farbe des Baches wechselt, mal ist sie trüb weiß, mal wieder ganz rot. Von der Ostseite laufen breite Täler nach den Bergen zu. An den hohen Berggipfeln sind überall schwebende Kreidekalksteintafeln zu sehen. Es ist hier ein von kleineren Brüchen zerbrochener, jedoch beisammengebliebener Tafelberg. Die strukturellen Störungen sind immer in den Gräben. Das Tal entstand

durch Auswaschung und nachhaltigen Einstürzen. In 1780 m Höhe sieht man einen 3 km langen und 1/2 km breiten ausgefüllten See, den Laj-Kulalde. Um ihn herum befinden sich die Hohlstellen von Bergstürzen. In diesen Grund des Sees schnitt der Bach eine 4 m, weiter unten sogar schon 8 m tiefe Meanderlinie ein. Östlich vom Laj-Kulalde sehen wir ein besonders breites Tal. Dahinter ist der höchste Tafelberg etwa 2500—2600 m hoch. Er entspricht also der Höhe der Adschike-Mulde. Unter dem Bergsturz des Laj-Kulalde-Sees befindet sich in 1650 m Höhe der Grund eines anderen kleinen Sees. Hier läuft die erste große West-Ost Verwerfung ab, wo auch der Abbruch der großen Kreidetafel vom Tschitti-Tau der Nordseite begann.

Die Bruchlinie unter dem Laj-Kulalde streicht in SW—NÖ—licher Richtung. Sie weist gerade in die große Schlucht des Alaiku hin. Es ist hier aber auch ein NW—SÖ—lich ablaufender Bruch vorhanden, entlang dessen der Kreidekalkstein eine von dem Tafelberg abgebrochene Biegung bildet. Die Felsenwand fällt in der Höhe unter 80°, gegen das Tal zu wird das Fallen sanfter,

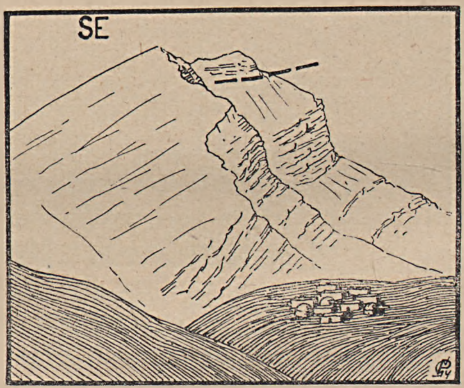


Abb. 7. Die Wand des Laj-Tafelberges. Unterhalb der gestrichelten Linie Gips-Kalkstein, oberhalb das übergeschobene Bündel, vermutlich auch aus mitteleozänen Schichten bestehend. Im Vordergrund die zergliederte Hanhai-Tafel mit dem Sary-Bulak Aul, ein kirgisisches Winterlager mit Kischlaks und Jurten. (S. Abb. 6.)

etwa 40°. Es ist nur undeutlich zu sehen, daß in der Ausbildung des Grabens des Laj-Tales auch ein N—S—lich ablaufender Bruch eine Rolle spielt. Etwa 5 km von der Mündung des Laj entfernt ist an der Sohle des Tales eine deutlich erkennbare Falte, ein Sattel, vorhanden. Die Höhe dieses N—S—lich streichenden Sattels be-

trägt 1650 m. In ihm erodierte der Bach eine etwa 150 m tiefe Schlucht. Nach dem Durchschneiden dieser Antiklinale grub sich der Laj-Bach eine 30 m tiefe Schlucht und erreicht in 1300 m Höhe den Alaiku-Fluß. Hier traf die große nördliche Verwerfung die mächtige Tafel des Senonkalksteins. Die vorher erwähnte kleine Antiklinale wurde infolge dieses großen Bruches zusammengepreßt. Die Verwerfung wird auch durch Auflösung der einheitlichen Tafel in einzelne Klippen markiert. Das Tal des Alaiku wird hier Tar genannt. Am Talrand stehen hier unter den 1700—1800 m hohen Felsenbergen kleine Schollen. die nach dem Graben des Tar-Tales hinabstürzten. Westlich der Mündung des Laj-Tales treten aus den Klippen zwei kleine Bäche hervor. Sie werden Saribulak genannt. Die Abb. 6. stellt die Struktur der westlich vom Laj liegenden Klippe vom Nordende des Scheitels der Falte von Saribulak aus gesehen dar. In der Abb. 7 sehen wir die Westseite derselben Klippe. Das Hanhai-Konglomerat ist im Laj-Tal sowohl am Scheitel der Saribulak-Antiklinale wie auch zwischen den Klippen unter der Verwerfung in großen roten Stücken anzutreffen. Zwischen dem Bujga und der Mündung des Laj habe ich keine andere Bildung gesehen. Westlich des Laj dagegen fehlen diese kleinen Schollen wie auch die Hanhai-Schichten. Der Alaiku-Fluß schnitt sich hier in eine glatte Ebene ein. Im Diluvium scherte er aber vorher die Scheitel der abgesunkenen Schollen ab und verebnete mit seinem Schotter jene Senkung, die unter der nördlichen Hauptverwerfung des Tschitti-Tau

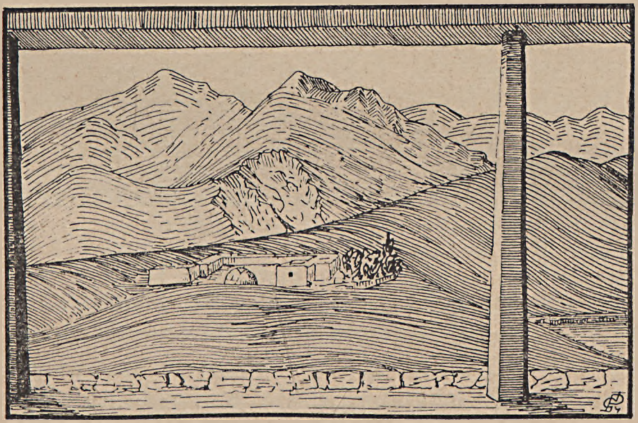


Abb. 8. Die kretazisch-eozäne Kalksteintafel Laj vom Norden, von der Terrasse des Tar-Alaiku gesehen. In der Bildmitte eine rezente Rutschung, Beobachtungsstelle die Veranda eines Kischlaks in der Nähe vom Sary-Bulak Aul, Rückwärts von dem Nachbars Aul das Sary-Bulak Tal.

samt den sie überlagernden Hanhai-Schichten in die Tiefe sank.

Die kleine Skizze Abb. 8, die ich vom Flur des Kischlak vom damaligen Kapschagaj—Wolostnoj gezeichnet habe, zeigt die Schollen des weißen Kalksteins in der Verwerfung mit einer charakteristischen Rutschung, ferner mit einer jener kleinen

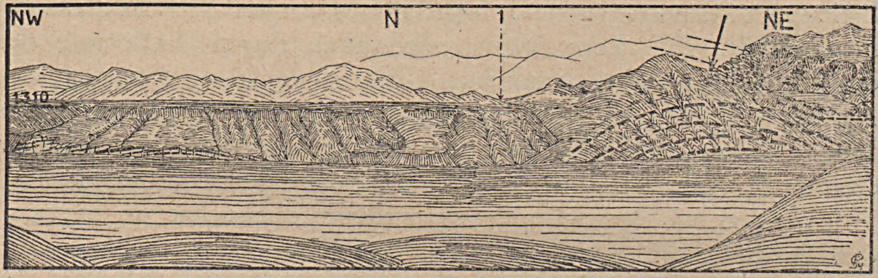


Abb. 9. Der Ausgang des Tar-Alaiku, auch Kaptschagaj genannten Tales am Rande des Ösgön-Beckens, von der Deckenterrasse Sary-Bulak aus gesehen. Aussichtspunkt 1310 m. In dem tief eingeschnittenen Alaiku-Graben sind die schwachen Falten der Emscher-Mergel und Kalksteine scharf ausgeprägt. 1: Bitschikbel-Tal.

Schollen, die hier den Fluß des Gebirges umranden. Von derselben Stelle zeichnete ich auch Abb. 9, die zeigt, wie der (Senon?) Kalkstein unter die Karakungej genannte Ebene abbricht.

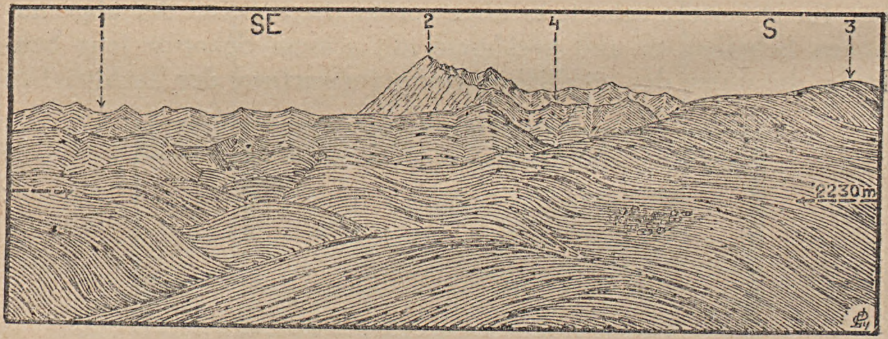


Abb. 10. Das Bild des Tschitti-Tau vom Djalpaktasch-Paß (2230 m). Eine Karbonkalkstein-Scholle (Aldajar-Tau), eingebettet zwischen den kretazisch-eozänen Schichten der Fergana-Tafel. 1: Darvasa-Bel. 2: Aldajar-Tau. 3: Atsupa-Berg mit einem kirgisischen Winterlager (Lehmhäuser und Jurten).

In dieser Skizze sieht man, daß die Kreidetafel hier treppenförmig eingestürzt ist. Die Oberfläche des eingestürzten Gebietes wurde von den Flüßen verebnet. Diese verebnete Oberfläche, deren Höhe mit 1310 m angegeben ist, streckt sich weit über den Karakuldscha und bildet einen Randgürtel um das Ösgön-Becken.

In der Skizze sieht man noch, wie breit der Alaiku sein Tal im Spätdiluvium erodierte. Später wurde dann auch noch in diese Terrasse ein tiefes Bett eingeschnitten, wodurch von den zwei Kuppelfalten des Senonkalkstein auch die untere zum Vorschein kam.

Ich denke, daß die am meisten westlich gelegene Karbonkalksteinscholle des Tschitti-Tau derselbe Aldajar-Tasch (auf den rußischen Karten Aldyar-Tau) ist, den ich vom Djalpaktasch-Paß aus sah (Abb. 10.) Diese Scholle erhebt sich von der ganz glatten Kreidetafel wahrhaftig als eine Insel. Wenn wir nur die Talsohlen befahren und auf einmal den Scheitel erreichen, fällt seine flache tafelartige Ausbildung sehr ins Auge. In den Tälern fallen nämlich die Schichten im allgemeinen äußerst kompliziert, ohne bestimmbare Richtung und ohne einheitliche Struktur. Die Ebenheit der Bergrücken entspricht jedoch völlig der tektonischen Struktur. Hier sind keine anderen strukturellen Veränderungen zu sehen als die durch die Brüche hervorgerufenen. Die locker

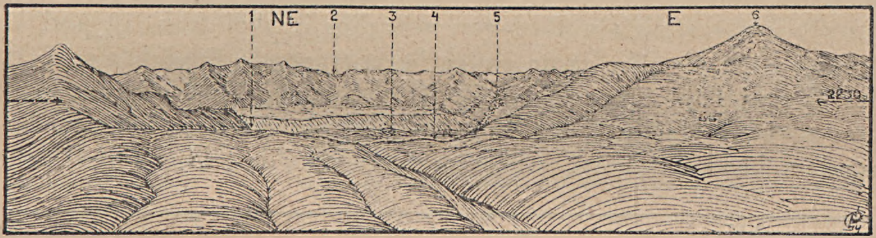


Abb. 11. Aussicht vom Djalpaktasch-Paß (2230 m) in der Richtung des Ösgön-Beckens. Kalksteintafel-Landschaft mit einzelnen höheren Schollen (6). 1: Karakuldscha-Fluß unweit das Dorf Tokotaj. 2: Köldük-Paß und Kokdschangach-Tal. 3: Kara-Kungej Hügelland. 4: Tar-Alaiku Graben. 5. Dschulgu-Ur-er Abschnitt des Karakuldscha-Tal. 6: Turgaj-Töpe, am Abhang einzelne kirgisische Winterlagern.

gewordenen einzelnen Stücke der Tafel sind nur in kleinem Masse bewegt worden, sie fallen nur sanft in verschiedene Richtungen, wodurch in der Morphologie an einzelnen Stellen steile Formen entstanden, die infolge der allgemeinen Hebung in 2300—2600 m gelangte Tafel blieb jedoch unverschrt. In den Tälern ist eine andere Art Struktur zu sehen. Man gewinnt hier den allgemeinen Eindruck, daß der Einsturz der Kreidetafel, die infolge der Senkung des Fergana-Beckens oder infolge der allgemeinen Hebung oder aber infolge beider Faktoren bereits zerklüftet war, durch das vom starken und tiefeingreifenden Auswaschen verursacht wurde. Treppenförmige Senkungen von größerem Ausmaß be-

finden sich nur im Tschitti-Tau, also an den West- und Nordseiten der einheitlichen Masse der Kreidetafel, d. h. in der Richtung der Ösgöner-Bucht des großen Fergana-Beckens.

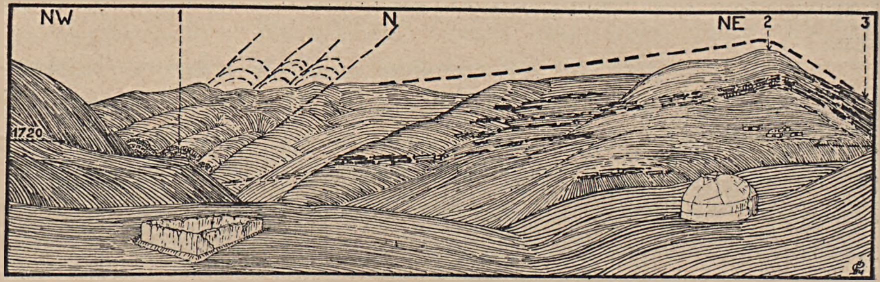


Abb. 12. Die Flexuren und kleinen Falten der Kreide-Tafel im Irdik-Tal. 1: Gurba-Tasch. 2: Tüatschü-Berg. 3: Karaterek-Tal.

Im westlichen Teil des Tschitti-Tau, also zwischen dem Aldajar-Tau und dem Ösgön, weist die flache hohe Kreidetafel in jeder Richtung eine Ausdehung von etwa 15 km auf. Das ganze Gebiet stellt ein Bild dar, wie dies in den Abb. 10 und 11 gezeigt wird. Es gibt zwar einige hervorragende Gipfel wie z. B. der Turgaj-Töpe, aber allein die Tatsache, daß dieser kaum hundert m hohe flache Kegel von den Einwohnern des Gebietes besonders beachtet wird, weist darauf hin, daß die Oberfläche

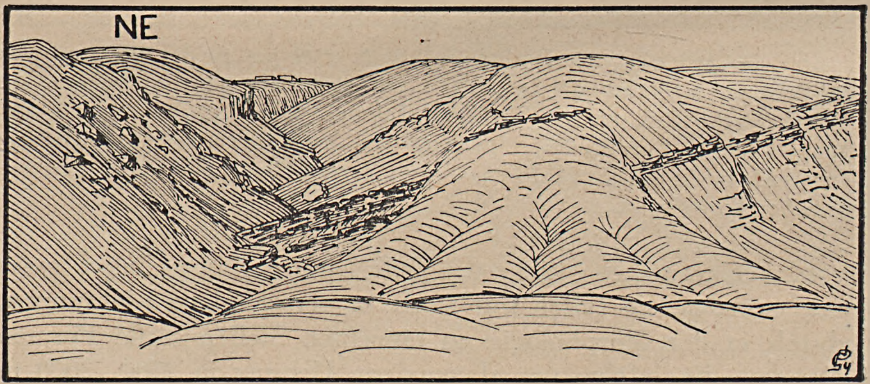


Abb. 13. Lithodomus-Schichten der Radiolites-Stufe im Irdik-Tal in der Nähe von Tschedi-Kischlak. (1600 m.) Im Vordergrund Schotterfläche. Weit oben am Bergrücken (NE) ein Kischlak.

der Tafel sonst sehr eintönig ist. Auch die geologische Übersichtskarte ist wenig abwechslungsreich. Die ganze Karte stellt eigentlich eine einzige weiße Kalksteintafel dar. Ich habe von Kurschab

bis Belputschuk (22 km), von Belputschuk bis Tokotaj (14 km) und von Tokotaj bis Ösgön (20 km) jedenfalls nichts anderes gesehen. In der Nähe des Djalpaktasch-Passes konnte ich eine Verwerfung beobachten; an einer Seite derselben fällt der den Radiolitenhorizont des Obersenons vertretende Kalkstein (Nr. 2—1) sehr sanft nach NNW ein. Der Cythereen-Kalkstein (Nr. 2—3), der ebenfalls einen höheren Senonhorizont repräsentiert, fällt bei der Verwerfung unter 60° nach SSO ein, d. h. er ist nach dem Djalpaktasch-Tales eingestürzt. Diese Verwerfung ist von sehr großem Ausmaß, da die Radiolitenkalktafel an den benachbarten Abhängen auch um 300 m höher (2200 m) zu sehen ist.

Es war außerordentlich lehrreich, zwischen dem Djalpak-

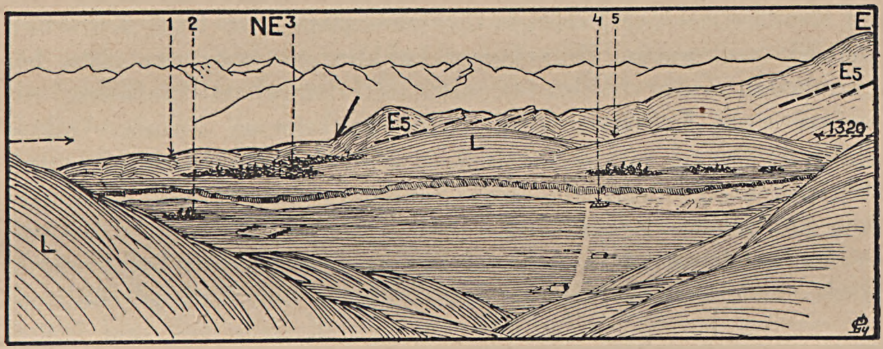


Abb. 14. Das Tal des Kotschkarata-Su in der Nähe von Kurschab (od. Kuraschab). Flach abfallende mitteleozäne Kalksteintafeln (E5) mit Verwerfungsrand (Pfeil). In der Talbucht mächtige Lösstafel (L), und breite Schotterfläche mit dem Dorfe Kurschab (3) und zerstreuten Weilern. 1: Tal des Kara-Darja. 2: Raimbey-Weiler. 4: Sulsiman-Kischlak und die Furt des Kotschkarata-Flußes. 5: Irdik-Tal.

tasch-Paß und dem Dorf Kurschab im Irdik-Tal die Struktur der Radiolitentafel zu verfolgen. Im ganzen betrachtet erscheint es so, als wenn in dieser 20 km langen Strecke die Radiolitentafel von 2200 m bis 1600 m heruntergestürzt wäre. Die große Tafel ist aber in Teile, in Treppen, zerbrochen. Die Differenz zwischen zwei Treppen beträgt kaum 50 m. Die einzelnen Treppen werden jedoch nirgends von steifen Brüchen, sondern überall von Flexuren der Schichten begrenzt. Charakteristisch ist noch, daß die Biegung nicht nach unten sondern nach oben zeigt. Die oberste Treppe fällt vom Djalpaktasch 3 km lang allmählich bis zu 1800 m Höhe des Irdik-Tales ab. Hier biegt die Tafel plötzlich nach oben, bald danach fällt sie aber wieder in einer 2 km langen Strecke

sanft bis zu dem Tüatschu benannten Tal (1720 m) ab. Nach einer neueren Aufbiegung folgt die dritte Treppe mit einer 1½ km breiten gleichmäßigen Böschung. In ihrem unteren Teil sind drei kleine normale Falten oder Kuppeln entwickelt, die durch den Graben des Irdik-Baches (Abb. 12) geteilt werden. Die drei Falten haben das Interesse der hiesigen Leute auf sich gekent, darum erhielten sie den Namen Gurba-Tasch. Auch die Tafel der vierten Treppe (Abb. 13), hier Schichten von Lithodomus intermedius ist glatt. Das Irdik-Tal hat also seinen Graben in die obersenonische Tafel konsequent eingeschnitten. Nur im Unterlauf hat sich das Wasser tiefer eingeschnitten als die Böschung der Tafeln.

An der Nordseite des Irdik-Tales sind am Gipfel stellenweise rote Flecke zu sehen. Diese werden offenbar vom roten, schotterigen Sandstein, einer Bildung, die ich östlich vom Dorf Kurschab vorfand, verursacht. Hier lagert konkordant über der eben beschriebenen Tafel (Abb. 14), also mit demselben Einfallen, ein poröser roter Kalkstein (Nr. 2—2), von dessen Fauna Vadász seinerzeit Ostrea turkestanesis bestimmen konnte. Darüber lagert. ebenfalls konkordant, der rote Sandstein. Die Kreide geht also ohne Störung ins Eozän über.

Im nordwestlichen Auslauf der großen Tschitti-Tafel wurde durch die Senkung des großen Beckens ein Keil geschnitten.

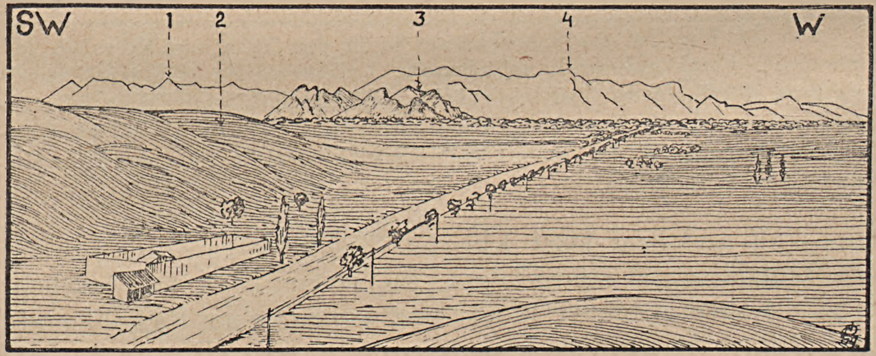


Abb: 13. Das Becken von Osch von Osten. Der Aussichtspunkt liegt 2 km westl. v. Mad, an der russischen Landstraße. Von Löß bedeckte Schotterterrasse und Schotterfläche und die paläozoischen Inselberge, die Schollen von Takta-Soliman (3). 1: Tschul-Majrak-Tau Gebirge. 2: Imamata-Hügeln. 4. Kurpe-Tau Gebirge.

Scharfe Linien markieren in der Landschaft den Gebirgsrand, der im Irdik-Tal von der Tschedi benannten Stelle in NW- und SW-licher Richtung verläuft. Längs der beiden Bruchlinien ist

die Kreidetafel ganz verschwunden. Das Dreieck zwischen den Bruchlinien, welches etwa 10 km breit ist und Kajnar genannt wird, ist vom Schotter, hauptsächlich aber von einer mächtigen Lößschicht bedeckt. Es ist eine eigenartige sandige Lößart, die nicht sehr fest ist. Ihre Mächtigkeit erreicht am Otosader sowie an den Hügeln in der Umgebung von Kurschab auch 150 m. Nach Westen von hier bis nach Osch streckt sich bereits die Fergana-Ebene aus (Abb. 15).

Das Djalpaktasch-Tal führt das Wasser vom ähnlich (aber auch Tüzbel) genannten Paß, also vom Rücken der großen Tafel gegen Norden in den Alaiku-Fluß. Das Tal wurde jedoch nicht allein vom Wasser ausgewaschen, in seiner Vertiefung spielten auch die Bergstürze eine wichtige Rolle. Die Tschitti-Tau-Tafel weist zwischen dem Djalpaktasch-Tal und dem Ösgön einen hohen und steilen Abhang auf. In der Höhe befinden sich am Rande die Schichten der Senontafel in scheinbar horizontaler Lagerung. Große einfache Verwerfungen, an ihrem Fuß mit abgestürztem Material, ergänzen das Bild der Landschaft. Der Karadarja-Fluß, der durch die Vereinigung von Karakuldscha und Alaiku entstanden ist, erodiert den Fuß dieser Tafel. Der Fluß schnitt sich in die Ebene vom Ösgön 40 m tief ein; die Ebene selbst ist in etwa 20 m Mächtigkeit von rotem Ton bedeckt. Diese Tatsache weist darauf hin, daß auch hier in der diluvialen Zeit ein großer See war.

Von der Aldajar-Klippe nach Osten bis zum Bujga, nach Westen bis Koschkarata, ja sogar bis Osch und nach Norden bis zum niedrigen Schollen, der sich unterhalb des Dammes von Sultanabad, der im Jahre 1909 noch im Bau war, befindet, konnte ich bis Tarambasar außer diesem einen Schollen keine älteren Gesteine als kretazische beobachten. Diese Tatsache weist darauf hin, daß hier keine Unterbrechung im Kreide-Tertiär-Meer war. Die Zeichnung von Muschketow über die Uferlinie des Kreide-Tertiärmeeres von Fergana kann damit ergänzt werden, daß das Ufer dieses Meeres zur Zeit seiner größten Ausdehnung an der Linie der Tarambasar-Mündung des Djasi und Sindan-Adjike-Aldajar eine einzige große Bucht umgrenzte. Ich denke, daß nicht einmal der Taschakir-Schollen von Sultanabad eine Insel in dieser Bucht darstellte. Es ist viel wahrscheinlicher, daß auch dieser Schollen erst im Diluvium infolge der Flußerosion ans Tageslicht kam. Hier möchte ich meiner gut begründeten Meinung Ausdruck geben, nach welcher die größte Ausdehnung des Kreide-Tertiärmeeres nicht die Form der dalmatinischen Meerengen dar-

stellte. Das Meer erstreckte sich damals wahrscheinlich bis zum Tarim-Becken. Die mächtigen Ablagerungen dieses Berges wurden seitdem von der einheitlich gehobenen und hoch gebliebenen Landschaft restlos abgetragen, in Fergana sowie im Tarim-Becken sind aber die Bildungen, die im tieferen Meer zur Ab-

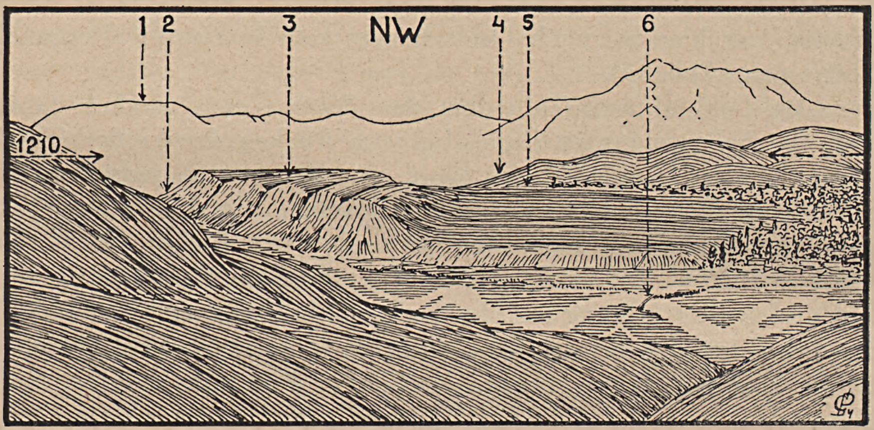


Abb. 16. Aussicht von dem Belatschik-Paß (2110 m) gegen die Terrassen des Ösgön-Beckens. 1: Taschakyr-Gebirge. 2: Die Einmündungsstelle des Djasi-Flusses an der Kara-Darja. 3: Die pliozäne Kaschkaterek-Terrasse. 4: Serger-Su Tal. 5: Djasi-Tal. 6: Kara-Darja Brücke vor Ösgön (980 m).

lagerung kamen und auch seitdem in tiefgesunkenen Becken lagern, erhalten geblieben. Deshalb denke ich, daß die größte oder epochale Ausdehnung des Kreide-Tertiärmeeres nur durch die Aufschließung von ausgesprochen ufernahen Sedimenten bestimmt werden kann. Die Fundorte der kretazischen-tertiären pelagischen Ablagerungen liefern nämlich nur spärliche Reste des ehemaligen großen Meeres.

In den nordöstlichen Teilen der in den Abbildungen 16, 9, 14, 15 und 11 dargestellten Ebene konnte ich noch zwei Gebiete untersuchen. Das eine Gebiet ist das des Djasi-Flußes östlich von Ösgön, das andere das des Kogart-Flußes östlich von Dschalabad.

Djasi-Tal. Das Djasi-Tal (auf den Karten öfters als Djasy geschrieben) tritt in 1350 m Höhe, 3 km oberhalb der Mündung des Sindan-Flußes aus der Fergana-Gebirgskette in das Fergana-Becken ein. Hier befindet sich eine große Verwerfung. Die NNW streichende Falte des dünnblätterigen Kalksteinschiefers (Nr. 2—203) wird von einer N-S-lich verlaufenden Verwerfung begrenzt. Unter der Verwerfung sind Tafeln von einem roten Konglomerat und Sandstein anzutreffen. Diese Verwerfung liegt an der Haupt-

bruchlinie des Ferganabeckens. Oberhalb der Verwerfung liegt die 3—4000 m hohe Gebirgslandschaft, unterhalb der Verwerfung aber nur ein höchstens 2500 m hohes Mittelgebirge und Bergrücken. Die Bergrücken sowie das ganze Mittelgebirge werden von ungefalteten, unregelmäßig einfallenden, hauptsächlich aber nach Westen abgebrochenen kretazischen und tertiären Tafeln aufgebaut. Nach meiner Beobachtung schneidet im Süden diese Randlinie des Beckens das Hochgebirge scharf ab. Auf der Karte fällt diese Verwerfung mit der Bruchlinie des Bujga zusammen.

Die Verwerfung der Sindan-Bujga-Bruchlinie ist neogenen Alters. Dies geht auch daraus hervor, daß durch die Verwerfung die Hanhai-Schichten abgeworfen wurden. Wir wissen aber, daß diese Schichten zweifelsohne jünger als die eozänen marinen Ablagerungen sind. Ihre Mächtigkeit ist auch hier recht beträchtlich, sie erreicht vielleicht auch 1000 m. Ihre zerbrochenen Tafeln sanken von 2500 m hohen Bergrücken treppenförmig nach Westen ab, jedoch sind sie bei der Mündung des Köldük und Dongus (1200 m), wo sie an einer anderen Bruchlinie entlang endgültig in die Tiefe sanken, noch immer als 1500 m hohe Bergrücken erodiert. Die Breite der Zone des roten Konglomerats beträgt hier etwa 15 km. Innerhalb dieser Zone folgt in 22 km Breite die gewellte Ebene der pliozänen-diluvialen Aufschüttung bis zum Taschakir-Schollen (Ösgön). Terraßenreste findet man hier, die hunderte von Metern breit sind. Ein solcher Rücken zwischen dem Djasi und dem Karadarja stellt über einer sehr mächtigen Schicht eine 30 m dicke Bildung von reinem und sandhaltigem Löß dar. In der Nähe von Ösgön sind im Löß tiefe Hohlwege, an die sich wohl bei den Eingeborenen schreckenerregende Erinnerungen knüpfen, da meine Treiber in dieser Strecke sehr beängstigt zu sein schienen. (S. Abb. 63. u. Taf. VIII),

Taram-Basar. Die Einmündung des Kogart-Tales befindet sich am Rande des großen Beckens in 1550 m Höhe, etwas oberhalb der Mündung des Nebenbaches, namens Kisilsu. Die Falten des Grundgebirges brechen hier in mehreren Stufen ab und nicht so plötzlich wie im Djasi-Tal. Dahinter, in der Richtung des Paßes, befinden sich ebenfalls mehrere parallele Verwerfungen. Infolgedessen entstand in der Nähe des Zusammenfließens der Bäche Kogart, Aubek und Kaschkabek eine Bruchlinie, von der östlich die Schiefer vertikal stehen; westlich von ihr, an einer niedrigeren Stufe, ist die Faltung gegen die Tiefe zu sanfter gebogen. Auf dieser Stufe dehnt sich das Tal bedeutend aus, seine Sohle liegt in einer Höhe von 1705 m. Zwischen der zweiten und

dritten Verwerfung besteht die Faltung des Grundgebirges wieder aus vertikal lagernden Schiefern. Der Kogart durchbricht diese Zone in einer Schlucht und erreicht gegen 1480 m wieder ein breiteres Tal, ein kleines, von Schotter aufgeschüttetes Becken. Hier ist aber in der Faltung des Grundgebirges keine strukturelle

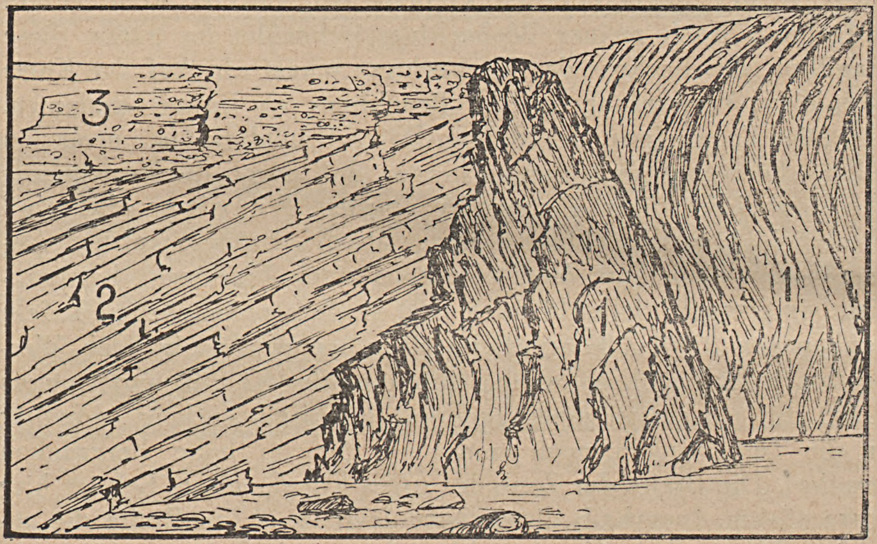


Abb. 17. In der Kogart-Schlucht vom Taram-Basar an der russischen Brücke. 1. Paläoz. (Karbon?) Schiefer. 2. Grünsandstein. 3. Schotter.

Veränderung. Vor der zweiten Stufe steht hier ein Damm von zerbrochenen Schollen des Grundgebirges. Hier befindet sich die Hauptverwerfungslinie und auch die Grenze des zusammenhängenden Gebietes der nach Westen fallenden mächtigen roten Konglomeratbänke, der Hanhai-Schichten. Ich kann mich hier nicht mit den mesozoischen Bruchlinien von Muschketow befaßen, da mir keine Angaben für oder gegen seine Behauptungen zur Verfügung stehen. Meiner Ansicht nach können diese Bruchlinien sowohl mesozoische Brüche des Grundgebirges wie auch die neogene Belebung desselben darstellen Soviel steht aber fest, daß in der letztgenannten Verwerfung am Rande der abgesunkenen dritten Stufe zu den vertikal stehenden Schiefern ein glimmeriger, kalkiger, sandiger Schiefer sich anschmiegt, der fast ungefaltet ist. Darüber lagert ein rotes Konglomerat, das in derselben Richtung, jedoch sanfter, einfällt. Die Verwerfung hat auch diese posteozänen Schichten verworfen. (S. Abb. 63. u. Taf. VIII),

Im Gebiete der dritten Stufe (zwischen den Höhen 1500 und

1250 m des Kogart-Baches) beträgt die Höhe der Hanhai-Hügel in der Nähe des Kogart-Tales etwa 1700—1800 m. Darin leuchten die Flecken des weißen Ostreen-Kalkes von weitem. Parallel mit den Schichten des eozänen Kalksteins lagern die roten Sandsteine, ihre Schollen werden vom groben, schotterigen roten Konglomerat bedeckt. Sie fallen alle unter 10—20° gegen Westen.

Die Breite der Stufe der paläogenen (eozänen) Zone im Kogart-Tal beträgt 10 km. Davor befindet sich gegen das Becken zu noch ein ziemlich breiter zerbrochener Schollen aus der Falte des Grundgebirges. Dies wird vom Kogart wieder in Form einer tiefen Schlucht durchbrochen. In dieser Schlucht überschüttete der oberkretazische ufernahe Grünsandstein die Schieferfelsen des Grundgebirges, die am Festland verwitterten (Abb. 17). Das ist hier die tiefste Fergana-Schicht.

Da ich am Tarambasarer Tor des Kogart mehrere Tage verbrachte, konnte ich beiliegende Kartenskizze (Abb. 18) zusammenstellen. Hier ist der Rücken des Serün-Berges, der südlich des Kogart liegt, kaum höher als 1600 m. Dieser Berg besteht aus einem Schollen, der Falte von Karbonkalkstein und schieferigem

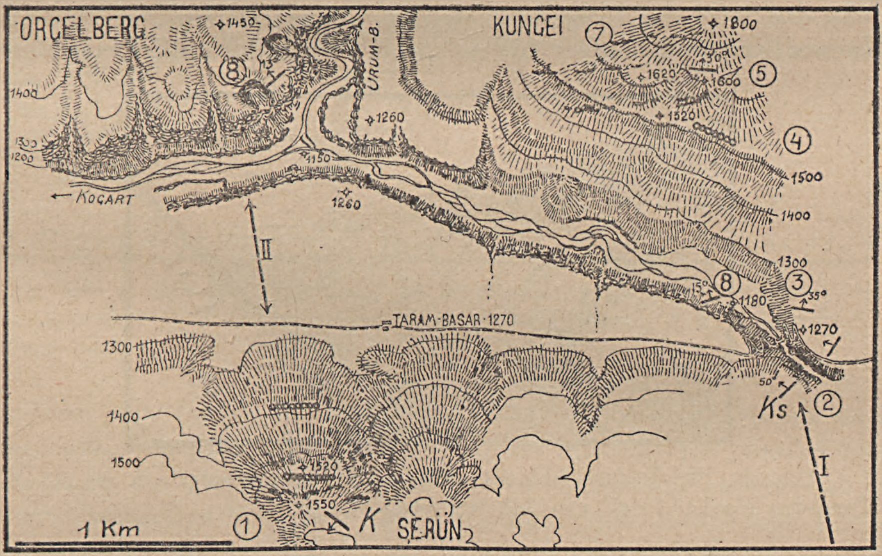


Abb. 18. Kartenskizze von Taram-Basar. I. und II. zeigen die Lagen geolog. Querschnitten. 1. Karbonkalkstein (K), 2: Kalkschiefer (Ks). 3: Kretaz. Grünsandstein u. Brekzie. 4: Sandiger Konglomerat. 5: Ostreenkalkstein. 7: Eoz. Konglomerat. 8: Hanhai-Konglomerat.

Kalkstein. An seiner Nordseite ist in 1520 m, ferner auf einer an-

deren Terraße in 1380 m Höhe ein Kalkkonglomerat vorhanden. Abb. 19 zeichnete ich an einer Stelle in der Nähe der Abb. 17. Sie zeigt die Lage der unteren Schichten des Grünsandsteins. Unweit der Brücke des Kogart (in etwa 300 m Entfernung) ist im Liegen-

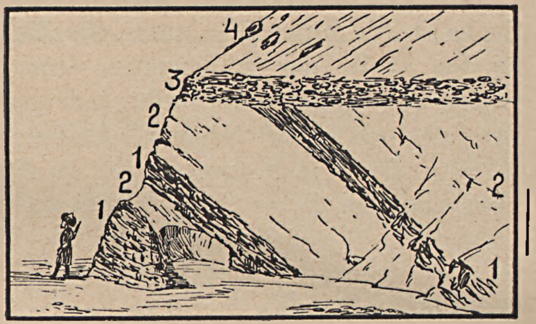


Abb. 19. Eozäner roter (1) und Grünsandstein (2) wechsellagernd in der Kogart-Schlucht beim Taram-Basar. 3: Terrassenschotter. 4: Schutthalden.

den des Sandsteins eine Brekzie, die aus den nicht abgerollten, kopfgroßen Stücken des Karbonkalksteins besteht. Nördlich des Kogart und gegenüber dem Serün-Berg, am Kungej-Berg, sieht man die Serie der Fergana-Schichten, Grünsandstein (Nr. 3), dann Verwerfung und sanfter fallender heller gelblichweißer, sandiger

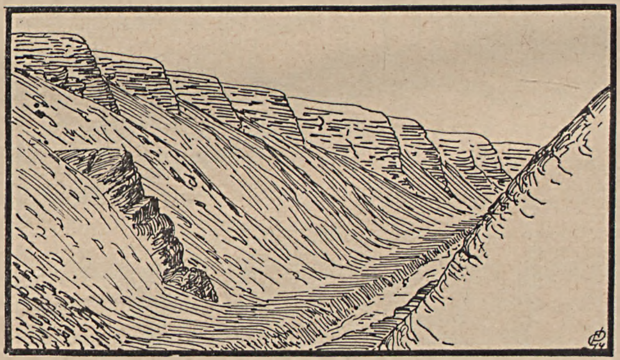


Abb. 20. Die Kogart-Schlucht beim Taram-Basar unterhalb der Urum-Mündung. Hanhai-Tafel, von Schotter bedeckt.

Kalkstein (Nr. 4), darüber konkordant lagernder ostreenführender dichter, weißer dickbankiger Kalkstein mit außerordentlich vielen Fossilien, die aber infolge des mangelhaften Erhaltungszustandes nur sehr schwer herauszupräparieren sind (Nr. 5). Alle diese Schichten fallen gegen Nordosten. Dann folgt ein graues Konglomerat aus den Stücken der vorher erwähnten Gesteine

(Nr. 7). Der dritte Berg im Nordwesten besteht ausschließlich aus dem roten Hanhai-Sandstein. Die Landschaft ist in solchen kleinen Schollen zerbrochen. Die Abbildungen 20 und 21 zeigen, daß das Bett des Kogarts unterhalb der Urum-Mündung in dieser roten neogenen Ablagerung eingeschnitten ist. Die Mächtigkeit dieses Komplexes beträgt mehrere hundert Meter. Dies ist das Gestein, das auch gegen den Paß die älteren Bildungen in einer mächtigen Schicht bedeckt.

2. *Der Nordrand der Kaschgarer Bucht des Tarim-Beckens.*

Die Berge zwischen dem Terekdawan und Tangitar bilden seit den Untersuchungen Stoliczka's vom geologischen Gesichtspunkte aus das klassische Gebiet Zentralasiens. Aus den beiden Profilen von Stoliczka sowie den Profilen von Bogdanowitsch und dann Keidel — obwohl sie alle nur wenige Einzelheiten ent-

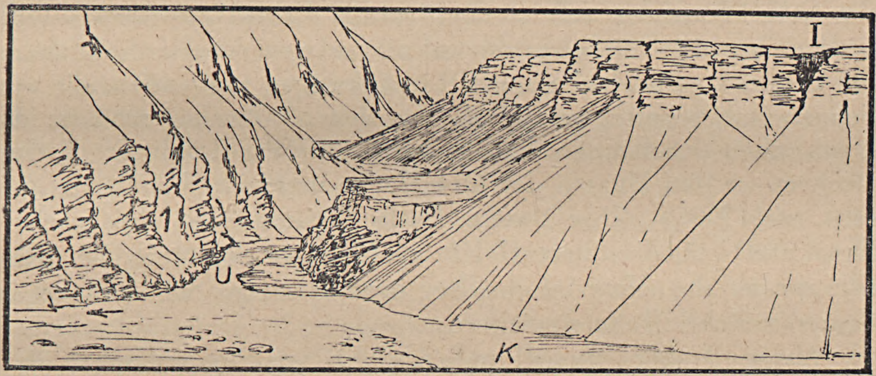


Abb. 21. Die Kogart-Schlucht an der Mündung der Urum. 1: Rotes Hanhai-Konglomerat. 2: Schotter (postglazial). I: Deckenschotter. K: Kogart-Fl. U: Urum-Bach.

halten — ist bereits im allgemeinen soviel bekannt geworden, daß hier eine Schichtgruppe, die in mehrere, miteinander parallel ablaufende, im allgemeinen W—Ö-lich streichende und hauptsächlich aus devonischen Schiefern und Karbonkalkstein bestehende Berggrate aufgeteilt ist, auf die eingesunkenen Hanhai-Schichten des Tarimbeckens überkippt ist, und auf auf eine Schichtserie, die hier unter dem Namen Artisch-Schichten bekannt ist. Stoliczka konnte hier drei Schichtgruppen feststellen. Im Norden ist folgende Serie zu sehen: Kalksteinbrekzie, Kalksteinkonglomerat. Riffkalkstein mit Crinoideen und Spiriferen, grauer dolomithal-

tiger Kalkstein mit Bellerophon und Productus semistriatus, dunkler Kalkstein mit Megalodus und zum Schluß grüner und roter Sandstein und schieferiger Ton. Unter dieser Schichtgruppe befinden sich ältere Schiefer, die Gesteine des Devons, während

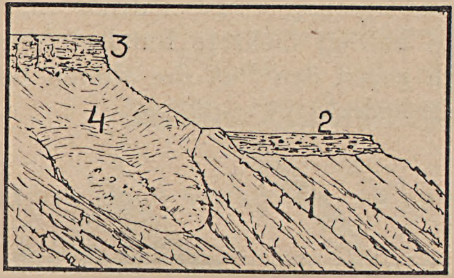


Abb. 22. Die Wand der Kogart-Schlucht in der Nähe der russischen Straßenbrücke beim Taram-Basar. 1: Grünsandstein der Fergana-Stufe. 2: Jungdiluviale Terrasse. (Burkhan?) 3: Deckenschotter. 4: Eine Schwemmzunge des Grünsandsteins.

der Schichtkomplex selbst von jüngeren Eruptivgesteinen durchbrochen wurde. Der Schichtkomplex wird von den Hanhai-Schichten bedeckt, es sind aber auch Einsenkungen vorhanden, die von Schutt und Schotter ausgefüllt wurden. Stoliczka schätzte die Mächtigkeit der zweiten Schichtgruppe, die am Rande des Tarim-Beckens an den Hügeln der Oberfläche in 40—50 km Breite auftritt, auf 300 m. Ihre untere Hälfte besteht aus lakustrischem Sand und Ton, die obere Hälfte aus grauem Schotter. Die dritte Gruppe ist das Material der heutigen riesigen Schutthänge, in dem sämtliche Flüße einsickern.

Meine Beobachtungen umfaßen die Strecken zwischen dem Maidan-Dag und dem Altin-Artisch, dem Altin-Artisch und dem im Tore des Üruk-Sai gelegenen Kisiloj-Karaul, dem Kisiloj-Karaul und dem Tschigatschak-Karaul, ferner die benachbarten Teile der Kaschgar-Ebene. Die ganze Länge dieser Route ist kaum weniger als 400 km.

Die Entfernung in der Richtung des Kiptschak-Su, der bald, nachdem er das Felsentor des Maidan-Dag verläßt, versiegt, beträgt bis zum chinesischen Zollhaus bei Tangitar 32 km. In dieser Strecke sind 7 Kalksteingrate vorhanden. Alle diese Grate sind schmal, steil, verhältnismäßig gleich hoch, und werden nur selten von mehr oder weniger schmalen Lücken unterbrochen. Zwischen dem Maidan-Dag und dem Argu-Dag (Zollhaus) werden die Berggrate von einem 32 km langen, ganz geraden Graben durchbrochen. Dieser Graben ist so gerade, daß man hier außer der

Erosion der Flüsse vor allem dem tektonischen Aufbau die wichtigste Rolle an seiner Ausbildung zuschreiben muß. Es ist hier eine Bruchlinie vorhanden und diese Behauptung wird auch durch die Tatsache bestätigt, daß einige der Grate plötzlich aufhören und in einem Felsenkap enden. Der Graben weist gerade nach dem Tarim-Becken hin und ist in seinem oberen Teil vollkommen wasserfrei. Im Frühling, zur Zeit der Schneeschmelze, kann vielleicht der Fluß um ein paar Schritte weiterkommen. Ich durchquerte diese Gegend am 2. Juni, also kurz nach der Schneeschmelze und fand den Graben ganz trocken. Das Wasser tritt nur etwas weiter unten, unterhalb der Spalte des dritten Grates, unter dem Tangitar-Masar ans Tageslicht. Von hier an versiegt das Wasser des Flußbettes nicht, daran haben aber die Bäche der drei Nebentäler den größten Verdienst.

Die Bruchlinie von Tangitar gehört zu den Radialbrüchen des Tarim-Beckens, jedoch nicht zu den großen Verwerfungen, weil sie die Struktur des Gebirges nur in kleinem Maße störte. Ihre Bedeutung besteht darin, daß sie den großen Umfang der mächtigen Verwerfungen, die an der gegenüberliegenden Seite des Tarim-Beckens in derselben Richtung verlaufen, beweist, ferner darauf hinweist, daß das Grundgebirge, das sog. Zwischengebirge des Tarim-Beckens, an den meridionalen Verwerfungen entlang noch Osten immer tiefer sank.

An der Bruchlinie VI des Maidan-Dag ist die Flexur noch recht stark. Die heutige Höhe des Grates ist 3400—3500 m. Es ragen hier die gegen Norden fallenden dicken Schichten des unterkarbonischen dunkelgrauen Kalksteins und des tonigen Kalksteinschiefers schroff gegen den Himmel. Das Felsentor des Majdan-Dag ist breit, in ihm sind Klippen vom vorher erwähnten Material in die graue Schotterwüste begraben. Der Nordrand der Wüste liegt 2380 m, der Südrand, 15 km weiter entfernt, 1950 m hoch. Es streckt sich hier ein ganz gleichmäßiger Schotterabhang aus. Der Schotter ist kaum abgerollt, im allgemeinen ist er scharf. Sein Material ist ziemlich einheitlich, es besteht fast ausschließlich aus hellgrauem, ja sogar schlohweißem oberkarbonischem Kalkstein. Aus dieser verebneten, vom Wind gewehten Steinwüste ragen stellenweise hausgroße, verwitterte Klippen hervor. Sie bestehen alle aus oberkarbonischem Kalkstein (Nr. 2—44). Auch der I. Gebirgsgrat, der in 2200 m Höhe sich weit nach Westen erstreckt, hier aber in einer Felsenwand endet, besteht aus den gegen Norden fallenden Tafeln des oberkarbonischen Kalksteins. Infolge der Senkung entstand unter dem Majdan-dag also

eine um fast 2000 m niedrigere Treppe, sodaß diese Linie als *Hauptverwerfung des Tarim-Beckens* betrachtet werden kann.

Die Höhe des Grates II ist 2500—2600 m. Der Grat stellt eine Felsenwand dar, die mehr versehrt ist als die oben erwähnte. Die Oberfläche der Schotterwüste von Majdan liegt unter dem Grat II nach meiner Messung in 2030 m Höhe. Der Rücken bildet

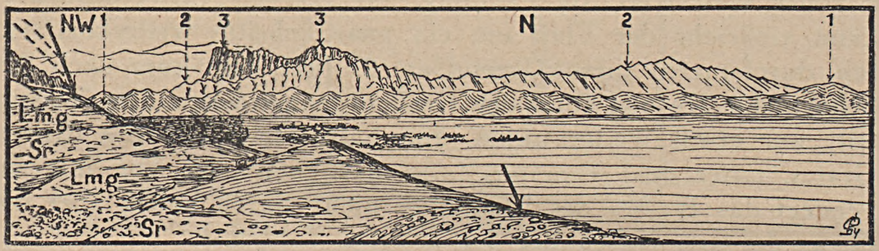


Abb. 23. Der Rand des Tarim-Beckens nordöstl. v. Kaschgar. Der Aussichtspunkt liegt an der Mauri-Tim Terrasse (1320 m) von Altyn-Artisch. 1—1: Die Bergkette des Argu-Tau, die VI. Stufe der Staffelbrüchen des Koktan-Tau, bestehend anscheinend aus roten Hanhai-Konglomeraten (Nr. 2—45). 2—2: Togatak-Tau (V. Staffelbruch), aufgebaut von oberkarbon. Brachiopodenkalkstein. 3—3: Tangitar-Tau (IV. Staffel) aus oberkarbon. Kalkstein. A: Ostende d. Tütürgü-Dagh, (VII. Staffel) schroffe Felsen aus Artysch-Konglomerat, durch dem Tangitar-Radialbruch abgeschnitten. In der Mitte des Bildes der große Schwemmkegel des Tangitar-Flußes mit den Oasen von Altyn-Artisch, sonst Halbwüste. Im Vordergrund eine diluviale Seeterrasse des Tarim-Beckens mit mehrfach wechselndem mergeligem Seelöß (Lmg) und Strandschotter-Schichten. (Sr).

hier einen Tisch von grosser Breite, worin ein breit ausgewaschener Trog sich eintieft, sodaß sein Kanal im Felsentor des Grates II in 1920 m Höhe liegt. Das Gestein des Grates II ist ebenfalls ein Brachiopodenkalkstein oberkarbonischen Alters. Seine Schichten fallen gegen Norden unter 30—40°. Unter seinem Tor vereinigt sich von Osten der Ges mit dem von Westen kommenden Khak in einem schmalen flurartigen trockenen Graben. Das Wasser kann hier jedoch nicht sehr tief versickert sein, da unter den mit ein wenig Gras gedeckten Terrassen auch einge Pappeln zu sehen sind.

Gegenüber dem Tore des Grates II befindet sich das Tor des Grates III. Auch dieser Grat wird von den SW-NO streichenden, unter 50—60° nach Norden fallenden Schichten desselben Kalksteins aufgebaut. Dieser Grat ist bedeutend höher als der vorher besprochene. In der Karte von Stein wird er als Kara-Tagh erwähnt. Nach Stein ist der eine Gipfel dieses Berges 2360 m hoch, nach meiner Beobachtung aber erreicht die sehr steile Felswand im Westen auch eine Höhe von 2700 m und endet dort sehr steil

(Abb. 23). Diese Tatsache weist darauf hin, daß parallel mit der Tangitar-Bruchlinie auch andere Verwerfungen verlaufen. Unter dem Durchbruch des Grates IV ist in 1840 m Höhe das Tangitar-Masar und Karaul. Hier entspringt aus dem Schottergrund das Wasser der Oasen Argu und Altin-Artisch und zwar aus der durch die unterhalb des Masars liegenden Felsenschwelle verursachten Stauung. Gröber fand hier einen Kalkstein unterkarbonischen Alters (25 — S. 47), ich konnte aber nur die dicken Schichtbänke des oberkarbonischen Kalksteins beobachten.

Das emporquellende Wasser von Tangitar dürfte größtenteils vom Ges-Graben stammen. Der trockene Graben des Ges unterwäscht den sich aus dem Tor des Grates II erstreckenden Graben um ein Meter auf der Weise, daß das Wasser dieses Grabens in den Ges gelangen muß. Jedenfalls geschieht dies nicht in jedem Jahre so. Vor dem Felsentor von Tangitar erblicken wir wieder ein neues Bild. Hier liegt eine mindestens 200 m mächtige Schotter-

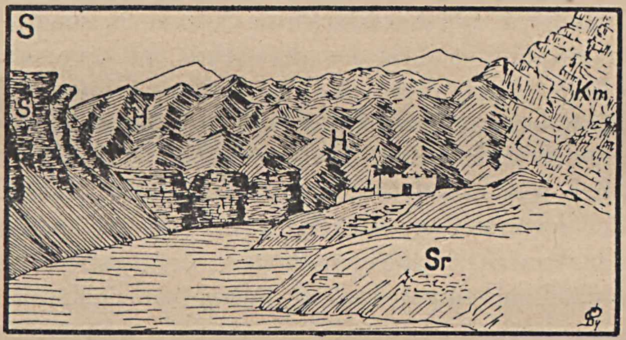


Abb. 24. Das Tal Tangitar vom Fort Tangitar aus gesehen (1840 m). Km: Oberkarbon. Brachiopodenkalkstein. H: Rotes Hanhai-Konglomerat. S: Altdiluviale Deckenschotter. Sr: Jungdiluv. Terrassenschotter.

schicht, die hauptsächlich aus stark abgerolltem, grauem, fluviatilem, regelmäßig geschichtetem Schotter besteht. Diese Schottermaße schmiegt sich so an die Felsenwand des Tangitar-Dag an, als wenn sie vom Fluß, der den Sockel der Felsenwand erodiert, abgelagert worden wäre (Abb. 24). Diese diluviale Schotterschicht ist ein Beweis für die ehemaligen klimatischen Verhältnisse, infolge deren das Wasser der großen Flüße die Schuttzone im Südteil des Tien-schans erfüllte, dort, wo heute eine vollkommene Wüste vor uns steht. Die auf 2040 m geschätzte Höhe der Schottermasse stimmt fast ganz genau mit der des früher erwähnten nördlichen Schutthorizontes überein. Unterhalb der

Schlucht von Tangitar liegt die mächtige diluviale Schotterdecke auf dem roten, grobkörnigen Hanhai-Konglomerat. Daraus besteht der Grat VI, jedenfalls ist die Spalte des Grates, die auf der Bruchlinie liegt, von dieser Bildung ausgefüllt. Soweit es von der Talsohle aus zu beurteilen war, bestehen die Grate V und VI nicht in ihrer ganzen Masse, sondern nur in den nahe liegenden Teilen, aus dem Hanhai-Konglomerat. Im Hintergrund findet man auch hier Kalksteinfelsen. Erst unter dem Grat V ist ein Seitenbach vorhanden, worin ständig Wasser zu sehen ist. Dies ist der Djagosü-Togatak. Die Täler erweitern sich unter dem Tangitar unter jedem Grat. Auch der Djagosü-Togatak mündet in 1690 m Höhe in ein erweitertes Tal. Hier kam eine kleine Oase von etwa 2—3 qkm Größe zustande.

Der Grat VI ist der Togatak-Dagh. Auch er ist eigentlich eine schmale Felsenwand, jedoch etwas niedriger als der Tangitar-Dag (Abb. 23). Seine nach Norden fallenden Brachiopodenkalksteinschichten stehen noch steiler. Die Entfernung zwischen Grat VI und Grat VII beträgt kaum 5 km. Zwischen den beiden Graten ist ein breites Tal, das dem Grat VI eine lange Strecke hindurch folgt. Auch dieses Tal wird vom grauen Schotter und kalkigen Konglomerat ausgefüllt. In diesen öden breiten Trog mit Schotterhügeln wusch sich der Terek-Fluß sein Bett; der Fluß vereinigt sich hier mit dem Tangitar-Fluß. Der letzte karbonische Grat ist der Togatak-Dag. Der Grat VII ist schon ein aus grauem Artisch-Konglomerat herausgemeißelter Gebirgsgrat. Die Senkung des Tarim-Beckens ging jedoch so heftig vor sich, daß auch diese zweifelsohne jungen, jedenfalls neogenen Schotterschichten gefaltet wurden und mit heruntersanken. Die Artisch-Schichten stehen in der Nähe des chinesischen Zollhauses von Argu fast senkrecht, weiter nach Norden unter 45° gebogen. Die Struktur weist hier ein Bild auf, auf Grund dessen man an einen durch die im Süden sich senkende Masse hervorgerufenen randlichen Aufschub denken muß.

Im 1600 m Höhe überschreitet der Tangitar-Su die Bruchlinie des Argu-Dagh und erreicht einen großen, 9—10 km breiten und sehr langen Graben, der gegen Westen über dem Kisiloj-Becken von Kandschugan bis zum Kisil-Dawan der großen Karawanenstraße von Terekdawan reicht, in dieser Richtung also mindestens 100 km lang ist, sich aber auch nach Osten noch mindestens in 30 km Länge fortsetzt. Dieser Graben ist an seinem Ostende offen und führt zu den berieselten Feldern des Kalta-Jailak (1230 m). Der Graben ist eigentlich eine in den Artisch-Schichten zustande

gekommene Verwerfung. Er ist fast bis zu seinem Ende eine Schotterwüste, es befinden sich in ihm lediglich einige Oasen, von denen die Argu, am Wasser des Tangitar-Su, am grössten ist. Der Graben wird an seiner Südseite von langen Felsgraten umrandet. Ich konnte drei solche Grate feststellen. Die Grate, die infolge einer einzelnen Verwerfung zustande kamen, bilden eine einzelne Reihe, die nur von breiten Toren sowie eingestürzten und von Flüßen erodierten Quergräben aufgeteilt wird. Der östliche Abschnitt ist fast 40 km lang. Er ist an der Querbruchlinie des Tangitar-Su der Grat VII. Der Rest des Wassers aus den Berieselungskanälen der Argu-Oase fließt durch das Tor des Grates VII. ins Bett des Tangitar-Su zurück. Das Bett des Flusses bleibt an der Bruchlinie und durchquert ohne Brechung die lange Grabensenke. Eine einfachere und besser erglärte Struktur ist für die treppenförmig abgesunkenen Becken gar nicht auszudenken. In Argu liegt die Sohle der Grabensenke in 1510 m. Der nördliche Eingang des südlichen Tores ist in einem in 5 Terrassen erodierten Graben in 1470 m. Das Tor selbst ist 6 km lang. So breit ist auch der Grat VII. Der Aufbau dieses Grates unterscheidet sich jedoch von dem des Grates VI darin, daß hier unten bezw. an der Nordseite als ein Vertreter der Hanhai-Schichten ein rötlicher, kalkiger, dünngeschichteter, fast schieferiger Sandstein vorhanden ist (Nr. 2—45). Dieses Gestein liegt monoklinal. Seine Schichten fallen unter 60—80° gegen Süden. Gröber fand an diesem Berg einen mit dem Sandstein wechsellagernden Mergel. An den stark geneigten Schichtköpfen des älteren Hanhai-Sandsteins lagert das sanfter, unter 20°, aber ebenfalls nach Süden fallende Artisch-Konglomerat. Aus dem Konglomerat entstand eine reichgegliederte

Abb. 25. Die Wüste Artisch. Im Vordergrund die Oase Artisch (1650 m). 1 Tangitar-Tau. 2: Togatak-Tau.

Felsenlandschaft von mannigfaltig ausgebildeten Felswänden und Türmen wie in der sächsischen Schweiz.

Südlich des Grates VII ist wiederum eine Grabenverwerfung zu sehen. Ihre Breite ist fast genau dieselbe wie die des Argu-Grabens. Die Länge beträgt aber weniger. Der Tangitar-Su erreicht dieser Graben am Ostende des Grabens, östlich vor hier beginnt bereits die Ebene des Tarim-Beckens. Die Oase Altyn-Artisch verteilt auf

ihrer durchschnittlich 1300 m hohen Ebene das Wasser des in die Grabensenke nach Osten ablaufenden Tangitar-Su (Abb. 25). Nach Westen läßt sich die Grabensenke über das Artisch-(Usun-Artisch-) Becken bis zum Min-Djol-Becken verfolgen. Die große Karawanenstraße von Fergana durchquert auch dieses letztgenannte Becken. Die Länge des Tales kann also höchstens auf 90 km geschätzt werden. Das Tal ist aber nur deshalb so kurz, weil diese Länge der Gesamtlänge der die Grabensenke im Süden begrenzenden Grate entspricht.

Weiter nach Westen ist dieser Grat entweder unbekannt oder aber er verwischt sich in seiner Umgebung. Ich halte es für sehr wahrscheinlich, daß der Grat des Kisil-Su, Igir-Taldy genannt, der vom Aigart-Plateau ausläuft, die Fortsetzung des Grates VII bildet und in dieser Rolle nur deshalb nicht auffällt, weil die Lücke, die infolge der Quersenkung zwischen ihm und dem Aktasch-Dag von Artisch entstand, hier schon zu breit ist.

Der Grat VII ist eigentlich eine belanglose Hügelreihe. Ich kenne nur den Bau seines östlichen Ausläufers, des sog. Mauritim (Abb. 23). Der Grat VII, der von meinen Treibern als Tütürgü bezeichnet wurde, scheint ein Schollen von Artisch-Schotter zu sein. Er ist ein 1700—1800 m hoher Rücken, dessen neogene, graue, kalkige Konglomeratschichten größtenteils ungestört liegen. Am Ostende bricht er nach der Richtung der breiten Ebene der Altyn-Artisch-Oase unter 50° ab. Ein äußerer Bruch schneidet auch diesen Abbruch ab, sodaß neben das Artisch-Konglomerat eine ganz junges, 30 m hohes, unter 10—20° nach NO fallende Stufe liegt. Diese Stufe, die als eine Seeterraße erscheint, wird vom doppelt wechselnden groben Flußschotter und Lößmergel aufgebaut. Der Rücken der Terrasse liegt in 1320 m. Er wird von einer Flugsandwüste umgeben. Auch die Verwerfung von Mauritim fällt gerade in die Richtung der Tangitar-Bruchlinie.

Wenn wir also die charakteristischesten Merkmale des Profils Kiptschak-Paß-Tangitar betrachten, ist zu ersehen, daß das Aksaj-Plateau gegen das Tarim-Becken, von einer nach oben gerichteten Verwerfung am Südrande des Plateaus abgesehen, offen ist. Zwischen dem Plateau und der Ebene ist ein treppenförmig abgebrochener Rand vorhanden, an dem sowohl in der Struktur als auch in dem Geländebild *sieben* genau erkennbare Treppen festzustellen sind. Die erste Treppe wurde bis 4500 m aufgeschoben, sie ist die Terektin-Dagh-Treppe. Eine Vorzone dieser Treppe ist der Korumdu-Dag, dessen Rücken in 4200 m Höhe liegt. Diese Treppe ist 16 km breit. Die zweite Treppe ist die Kendjovig-

Treppe, ihre Breite beträgt 10 km, ihr Rücken liegt in 3900 m. Die dritte ist die Maidan-Dag-Treppe mit 15 km Breite und 3500 m Rückenhöhe. Die vierte ist die Tangitar-Treppe, deren Breite 17 km und Rückenhöhe 2500 m beträgt. Diese vier Treppen sind ausschließlich oder zu mindest in ihrer Hauptmasse aus der oberkarbonischen Tafel ausgebrochen. Dasselbe gilt auch für die fünfte, die sog. Togatak-Treppe. Die Breite dieser Treppe beträgt 10 km, ihr Rücken liegt in 2300 m Höhe. Am Aufbau dieser Treppe nehmen jedoch in den eingeschalteten Stufen auch schon die Hanhai-Tafeln teil. Bei den ersten vier Treppen sind diese Bildungen noch vollkommen unbekannt. Die sechste Treppe ist die Argu-Treppe mit 19 km Breite. Ihr Rücken befindet sich in 1800 m Höhe. Sie ist eine Artisch-Tafel, nur am hochgehobenen Südrand lassen sich die Hanhai-Schichten erkennen. Die siebente Treppe ist die Tütürgü-Treppe, ihre Breite beträgt 13 km, ihr Rücken liegt in 2000 m Höhe. Sie ist eine ausgesprochene Artisch-Tafel. Ein gemeinsames Merkmal aller sieben Stufen besteht darin, daß alle Schichten, abgesehen von denen, die sich in der nächsten Nähe der Verwerfungen befinden, nach Norden einfallen. Das Bild dieser Abbrüche erinnert an das gegenwärtige Abbrechen von Lößwänden, weil die abgebrochenen Teile gegen die Verwerfung hinweisen.

Hundert Kilometer westlich von Tangitar zeichnete ich ein anderes Profil, das vom Inneren des Tienschan ohne Unterbrechung ins Tarim-Becken hinunterführt. Es kann also neben das Tangitar-Profil gestellt werden. Der Ausgangspunkt dieses Profils ist die Tschigatschak-Karaul, die bedeutende talsperrende Festung von Jakub-bek. Dies ist die größte Festung, die ich während meiner Reise sehen konnte. Das vom Dschehrüj ablaufende lange gerade Tal des Üruk-Sai trifft in einer Höhe von etwa 2800 m eine Gebirgskette und, obwohl dieses Gebirge an der gegenüberliegenden Seite eine ziemlich tiefe Spalte, den Tschigatschart-Dawan (höchstens 3400 m) aufweist, biegt das Tal doch nach Osten in ein tiefes schluchtartiges Tal ein. Etwa zwanzig km weiter, an einem 2700 m hochliegenden Punkt, fand der Üruk-Sai seinen Weg durch den südlichsten Teil des Tienschan zum Tarim-Becken.

Der Abschnitt zwischen dem Tschigatschak-Karaul und dem Tokmak-Tal ist also ein Längstal, sodaß auch sein geologisches Profil in der Streichrichtung der Gebirgskette verläuft. Dieses Längstal keilte sich mit starken Brechungen zwischen die Schiefer des Koktan-Tau ein. Ich konnte hier vier Gesteinsgruppen

feststellen, die einander gegenübergestellt in der Gebirgsstruktur selbständig auftreten. Die erste Gruppe besteht aus gefalteten wechsellagernden Schichten von dunklen Tonschiefern, dunkelgrauen Sandsteinschiefern und Quarzsandstein. Diese Gruppe wurde von mir von den übrigen Gruppen getrennt, weil an den Gesteinen dieser Gruppe die Spuren von Faltung und Preßung immer genau zu erkennen sind. Die Gruppe kann in allgemeinen als Gruppe der devonischen Schiefern betrachtet werden. Diese Devonschiefern sind um das von hohen, breiten und dicht aufgeschotterten Terrassen umgebene kleine Becken in eine Antiklinale gefaltet, die in der Richtung 290° streicht. Auf die Südseite dieser Antiklinale ist eine weniger bezw. kaum gefaltete Quarzsandsteintafel aufgeschoben, die in die entgegengesetzte Richtung, also nach Norden fällt (Gesteine Nr. 2—133 und 2—134). Die Gebirgskette zwischen dem Tschigatschak-Karaul und dem Tarim-Becken ist dagegen in zwei Zonen von den Gesteinen der dritten und vierten Gruppe aufgebaut. Die dritte Gruppe besteht aus aderigen Kalkschiefern, in denen kieselige Bänke eingelagert sind (Nr. 2—132), ferner aus schwarz-weißen dünn blätterigem Kalkschiefer, der einer Karlsbader Oblatentorte ähnlich ist. Die Zone, die im Norden zwei Drittel der etwa 25 km breiten südlichen Gebirgskette ausmacht, wird von diesen wahrscheinlich unterkarbonischen Schiefern aufgebaut. An diesen Schiefern konnte ich keine starke Faltung feststellen, obwohl sie ziemlich steil immer nach derselben Richtung, nämlich nach Norden einfallen. Auf dem Schollen der Schiefer liegen im Tokmak-Tal die nach Nordosten unter 30° fallenden Tafeln des hellgrauen oberkarbonischen Brachiopodenkalksteins (Nr. 2—131), des Gesteins der vierten Gruppe. Es sind hier also, über dem nach 290° streichenden Grundgebirge die nach Norden aufgeschobenen unterkarbonischen und oberkarbonischen Tafeln vorhanden. Hier existiert eine Bruchlinie, entlang deren keine treppenförmige, also einseitige Senkung, sondern eine Stauung zustande kam. Vom strukturellen Gesichtspunkte aus gehört dieser Bruch noch zu den strukturellen Linien des Koktan-Tau und nicht zu denen des Tarim-Beckens. Dies bedeutet soviel, daß diese Bruchlinie bedeutend älter ist als die des Tarim-Beckens. Damit hängt auch die Tatsache zusammen, daß sie auf die heutige Morphologie keinen großen Einfluß ausübt.

Der erste Randbruch des Tarim-Beckens wurde von mir in diesem Querschnitt im Inneren der südlichen Gebirgskette, in der Nähe des Nebentales Karaböktör, festgestellt. Längs dieses

Bruches, der offenbar neogenen Alters ist, sank die südliche Zone beträchtlich ab. Die Karaböktör-Verwerfung selbst wird durch die steilstehenden unterkarbonischen Kalkschiefer angedeutet. In diesen Schiefern wird oben am Bergabhang bei Karaböktör-Masar ein primitiver Bleibergbau betrieben. Entlang der Verwerfung verändert sich der Charakter des Gebirges. Südlich von hier

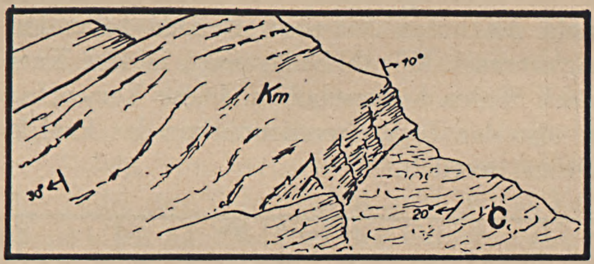


Abb. 26. Die Überschiebung des oberkarbon. Kalkstein im Satma Tal, in einem Nebental des Üruk-Sai. (2300 m). Km: Bläulich grauer Oberkarbon-kalkstein. C: Neogenes Artisch-Konglomerat.

sind bereits die bekannten sanft gebogenen, hellgrauen Tafeln des oberkarbonischen Kalksteins zu sehen. Die Tafeln fallen in der Nähe der Verwerfung mit 30—40° nach Süden, dann etwas weiter entfernt nach Norden, ungefähr mit demselben Einfallwinkel, dann folgt ein Südfallen unter 10°. An der Südseite der Gebirgskette biegen dann die Tafeln unter 30° nach oben, hier hören sie aber in der großen Verwerfung plötzlich auf und verschwin-

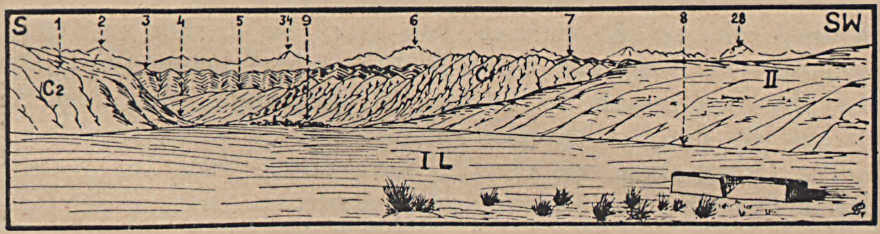


Abb. 27. Der unterste Abschnitt des Üruk-Sai Tales am Rande des Tarim-Beckens. Aussichtspunkt 2200 m. 1: West-Ende des Kenschüwer-Berggrates. 2: Der Pik Atojnok in dem Bolor-Dagh. 3: Das Ost-Ende der Aigart-Hochfläche. 4: Kisil-Oj Karaul. 5: Kisil-Su Tal. 6: Ulugart Bergspitzen des Bolor-Dagh. 7: Das West-Ende der Aigart-Hochfläche. 8: Der tief eingeschnittene Graben des Üruk-Sai Flußes. 9: Kenschüwer Oase. 34: Der Pik XXXIV (?) des Börkös-Gebietes des Bolor-Dagh. 28: Der Pik XXVIII (?) an der Buluk-Su in dem Bolor-Dagh. C 1: Artisch-Konglomerat. C 2: Der jüngere, wenig gestörte Schotter. I: Altalluviale Terrasse. II: Jungdiluviale (Burkhan?) Terrasse. L: Löß-Steppe mit Lasiogrostis-Büscheln und dem Khorek genannten Schafstall.

den in der Tiefe. In der Verwerfung konnte ich unter dem hellgrauen Kalkstein auch einen bläulich grauen Kalkstein beobachten. Fossilien fand ich keine; ich konnte weder den Megalodus-Kalkstein von Stoliczka, noch seine grünen und roten Tonschiefer vorfinden. Die von ihm beobachteten Kalkklippen, deren Höhe etwa 3000 m beträgt, erstrecken sich aber auch über die hier beschriebene Verwerfung. In der Verwerfung befinden sich unter dem Kalkstein die unter 20° nach Norden fallenden Bänke des Artisch-Konglomerats. Wie Abb. 26 zeigt, ist der Karbonkalkstein auch hier nach Süden aufgeschoben. Diese Verwerfung kann mit der fünften, also der Togataker-Bruchlinie des Profils von Tangitar, parallelisiert werden.

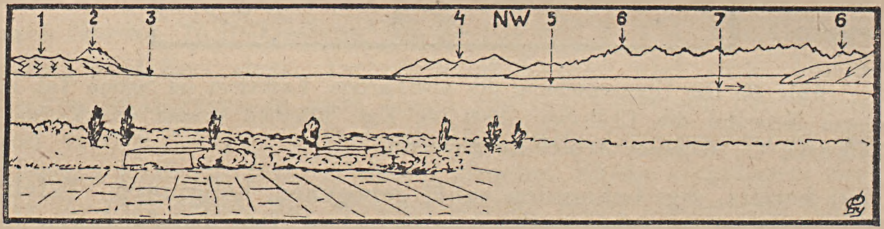


Abb. 28. Die Sandwüste Muschi von der Oase Togusak (1400 m) gesehen. 1: Der Schotterberg Muschi. 2: Berg am Kisil-Oj. 3: Karawanseraj Minjol. 4: Akdjar-Gebirge. 5: Karawanseraj Muschi. 6—6: Aktasch Gebirge. 7: Der Graben des Kisil-Darja, der Oberlauf des Kaschgar-Darja. Im Vordergrund bewässerte Reisfeldern.

Der Üruk-sai tritt in 2200 m ins Tarim-Becken, unmittelbar in die Grabensenke, die sich von Argu bis hierher ausstreckt, wodurch der Rand des Tarim-Beckens scharf betont wird. Das Bild der Grabensenke ist in Abb. 27 dargestellt. Der Üruk-Sai erodiert im die Grabensenke auffüllenden Schotter einen 9 km langen Quergraben, aus dem er dann durch jenes Tor austritt, das in den Grat des Artisch-Konglomerats am Südrand der Grabensenke eingeschnitten wurde. Auch diese Abb. zeigt, daß vor dem Grat des Artisch-Konglomerats (C_1) ein breiter Rücken der mit C_2 bezeichneten Schotterschichten vorhanden ist. Man sieht ferner noch, daß auch im Tarim-Becken hinter dem Kisiloj-Tor sich solche Schotterhügel befinden. Dieselbe Landschaft wird auch in Abb. 28 von Südosten, von 50 km Entfernung dargestellt, wo man das mächtige Schuttfeld von Mindjol sieht, das sich durch das Kisiloj-Tor gegen den Kaschgar-Darja erstreckt und in einer Strecke von 45 km von 2100 m auf 1400 m abfällt. Westlich vom Graben des Üruk-Sai ist die Grabensenke 25 km lang (das „Kuz-

zil Oi"-Becken von Huntington) und östlich von ihr beträgt die Länge des Abschnittes bis zum Tojun-Fluß 15 km. Ich fuhr durch diesen östlichen Abschnitt, fand aber in ihm außer einer Quelle nur eine Wüste vor. Es ist in ihm eine aus den horizontal liegenden Schichten des Diluvialschotters herausgewaschene 9 km breite Hügellandschaft zu sehen. Die höchsten Gipfel erreichen 2300 m. Die Gräben schließen unter dem Schotter stellenweise die Bänke des Artisch-Konglomerats auf. Die Messung vom Fallen dieser Schichten erwies, daß die Grabensenke infolge des Einsturzes der Artisch-Schichten zustande kam. In den horizontal liegenden Schichten des pleistozänen Schotters befinden sich die Trümmer der Tafeln vom Artisch-Konglomerat. Einige Tafeln erlitten (in der Nähe des Tojun-Tales) auch einen Fall von 60°. Dasselbe Gestein blieb am Südrand der Grabensenke als 2600 m hohe Felswand in der Höhe stehen. Die Wand besteht aus einer Reihe stark gegliederter Felsenbildungen. Dieser Abschnitt des Grabens wird als Akdjar bezeichnet. Der Abschnitt der Grabensenke zwischen dem Tojun und dem Argu ist mir nicht bekannt.

Auch nördlich von Kaschgar, vor der Artisch-Wand, die die Grabensenke von Akdjar begrenzt, befindet sich ein anderer Graben. Dieser Graben ist dem eben besprochenen ähnlich. Er entspricht der Senkung von Altyn-Artisch im Tangitar-Querschnitt. In seiner Mitte liegt die Artisch-Oase, sein östlicher Abschnitt wird als Mindjol-Becken bezeichnet, obwohl es in seinem heutigen Zustande nicht mehr als ein Becken aufgefaßt werden kann, da es schon voll aufgeschüttet eigentlich nur ein isoklinaler Schotterabhang ist. Auch die Südwand der Artisch-Grabensenke besteht aus dem Artisch-Konglomerat. Ihr westlicher Abschnitt wird von den Kaschgarern Aktasch genannt. Dieser Name entspricht der Tatsache insofern, als, von Kaschgar aus einer Entfernung von 12 km gesehen, die Hügelreihe beim starken Sonnenschein tatsächlich weiß erscheint.

Der östliche Abschnitt ist der in diesem Kapitel bereits besprochene Tütürgü. Eigentümlich ist die Tatsache, daß der 10 km breite Artisch-Graben von den Flüssen nicht gerade durchquert wird, wie dies beim nördlichen Nachbarfluß der Fall ist, sondern daß diese Flüsse miteinander parallel, entlang einer geraden Linie nach Südosten, nach dem Mittelpunkt des Tarim-Beckens, laufen. Ich glaube, daß diese Erscheinung stark beachtet werden muß. Man kann aus dieser Tatsache darauf folgern, daß die Treppen des Randes vom Tarim-Becken nicht gleichzeitig und nicht unter gleichen Bedingungen absanken. Die alten Gräben

und Talabschnitte wurden auch noch durch die Tiefe des Südens vertieft, während in der Ausbildung des jüngsten Grabens bereits das heutige Tarim-Becken eine große Rolle spielte. Dadurch

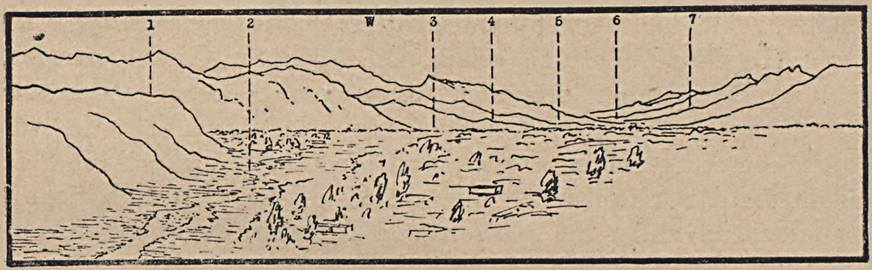


Abb. 29. Die Konglomerat-Berge von Artisch. Der Aussichtspunkt liegt am Rande des Tarim-Beckens an dem höchsten Punkt (1620 m) des Tütürgü Schwemmkegels nördlich von Kaschgar. 1: Das West-Ende des Aktasch Berggrates. 2: Artisch Fluß. 3: Djalkara Tal. 4: Tasch-Djilga Tal. 5: Karlagasch-Kole. 6: Akdjar Tal. 7: Tojun Tal. Im Vordergrund die große Oase Artisch.

erhielt auch sein Flußtal eine neue Richtung. Da diese südöstlichen Talabschnitte zweifelsohne ganz jung sind, muß auch an die sehr jugendliche Entstehung des Tarim-Beckens gedacht werden.

Der Tojun durchquert den Artisch-Graben mit seinem 30 m langen Bett fast schnurgerade. Die beiden Enden liegen in 2000 und 1600 m Höhe (Abb. 29). Von 2000 bis 1800 m Höhe fließt der

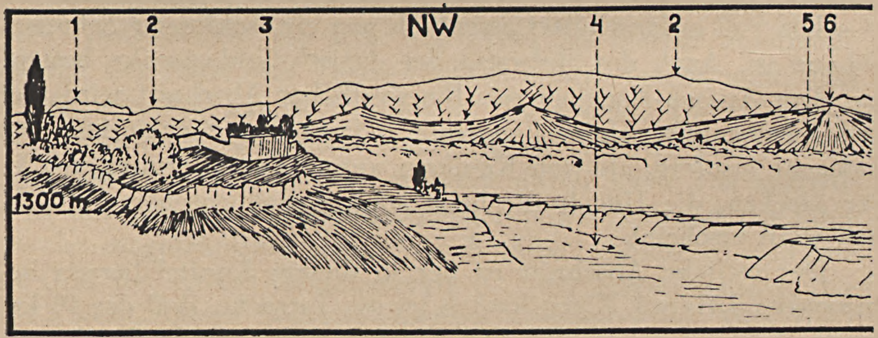
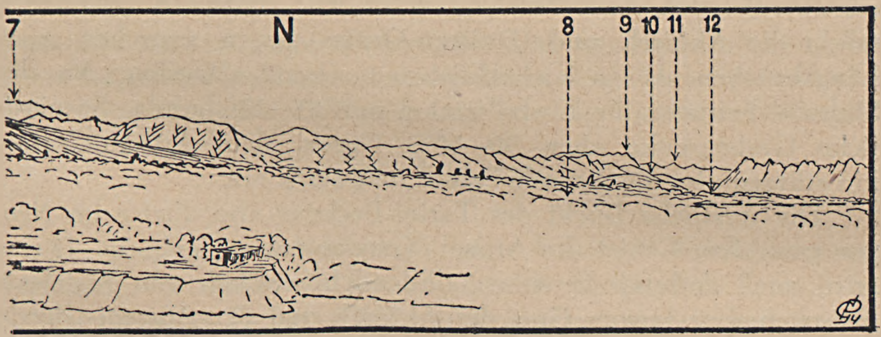


Abb. 30. a-b. Der Rand des Tarim-Beckens nördlich von Kaschgar. Im Vordergrund links der Tschina-Bag, der Garten des engl. Konsulats. Sämtliche Berge bestehen aus Artisch-Konglomerat. 1: Akdjar-Gebirge. 2—2: Aktasch-Gebirge. 3: Tschina-Bag. 4: Kisil-Su von hier an Kaschgar-Darja. 5. Der große Schwemmkegel des Tütürgü mit der nach Norden führenden Karawanenstraße. 6: Artisch-Tangar (Aussichtspunkt d. Abb. 29). 7: Kara-Dagh zu dem Grat VI gehörend. 8: Dorf Beschkerem. 9: Der Tangitar Berg. 10: Der Oase Argu. 11: Togatak-Dagh. 12: Der Oase Altyn-Artisch.

Fluß zwischen 40 m hohen Terrassen. Diese unterste Grabensenke ist durch den von Norden herstammenden Schutt viel mehr aufgeschottert als das nördliche Nachbartal. Richtiger gesagt, es kommt in der Morphologie des Tales vielmehr die nach Süden gerichtete gleichmäßige Neigung des Schuttes zur Geltung. Je jünger die Grabensenke ist, desto weniger veränderte sich ihre ursprünglich Form. Die Artisch-Oase befindet sich aber schon in der gegen die Mitte zu entstandenen Vertiefung, in einem abgesondertem Becken. Ihre Berieselungskanäle durchqueren dieses in zu einer Ebene aufgeschotterte Becken.

Der die letzte Grabensenke begrenzende Grat, die Fortsetzung des Grates VII von Tangitar, ist der Aktasch. Sein Bild ist in Abb. 30 dargestellt. Auch in dieser Skizze läßt es sich leicht erkennen, daß die Ebene des Tarim-Beckens von der langen, steifen geraden Bruchlinie des Aktasch durch breite Schuttkegel getrennt wird, bezw. daß sie von diesen bedeckt wird. Der Umstand, daß die Flüsse nach der tiefen Linie des Randes vom großen Becken aus fließen, weist darauf hin, daß das Tarim-Becken im Senken eine Ähnlichkeit mit der Großen Ungarischen Tiefebene besitzt. Die Ähnlichkeit besteht darin, daß der mittlere Teil des Beckens auch hier in kleinerem Maße sinkt als seine Randgebirge. Das Sinken ging also „en masse“ in einer Masse oder aber in beträchtlichen Tafeln vor sich. An den Bruchlinien, an den Rändern kamen die tiefsten Einstürzungen, Gräben,



zustande. Wo wenig Schutt, Schotter oder Sand vom Gebirge an den Rand kommt, entstehen am Fuße der Berge Teiche, Sümpfe oder für Berieselungszwecke geeignete Tröge. Damit kann erklärt werden, daß am Rande des Tarim-Beckens auf den hohen Beckenrandstufen an vielen Stellen diluviale, eventuell ältere oder jüngere lakustrische Ablagerungen zu finden sind.

Der Tojun erreicht die Ebene von Kaschgar in 1600 m Höhe

durch eine recht breite Spalte zwischen dem Aktasch und dem Tütürgü-Grat. Diese Spalte wird Artisch-Tangar genannt. Der Südrand des Schuttkegels in 1400 m Höhe befindet sich von hier in einer Entfernung von 13 km. Die Form des Schuttkegels ist

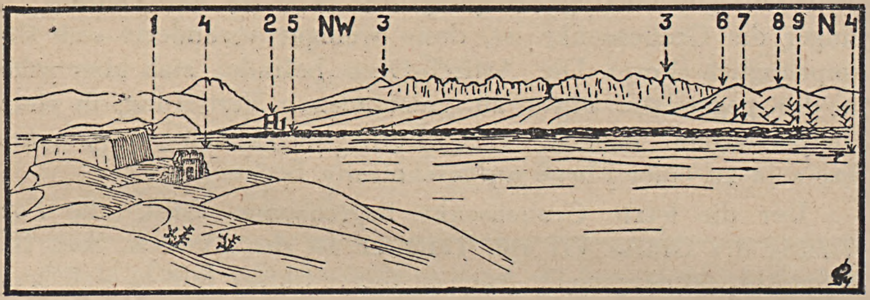


Abb. 31. Die westlichste Ecke der Kaschgar-Ebene. Im Vordergrund (1425 m) die Ruinen der durch Flugsand begrabenen Ortschaft Djulgun-Bugra nördlich vom Tasch-Malyk. 1: Soksöl-Bulak. 2: Kisil-Su und die Mündung des Kandschugan. 3—3: Der Berggrat Aktasch. 4—4: Der Lauf des Flußes Djaman-Djar od. Bosztan-Darja durch die Sandwüste Singarkasch. 5: Der Oase Opal. (1480 m) 6: Minjol Karaul. 7: Der Graben des Kisil-Su. 8: Muschi-Berge. 9: Der Oase Togusak. H. 1: S. Abb, 32.

nicht regelmäßig, da der Neigung der Ebene von Kaschgar nach Osten auch vom Schuttkegel des Tojun gefolgt wird, sodaß er gegen Beschkerem am Fuße des Tütürgü-Grates lang gestreckt ist. Der Tojun verläuft zwischen drei divergierenden Terrassen auch heute noch nach Beschkerem zu. Die Artisch-Konglomerattafeln des Aktasch und Tütürgü-Grates liegen zwischen zwei Längsbrüchen als ein hochgebliebener schmaler Steifen. An der Südseite betragen die Einfallwinkel nur 10—20°, gegen die nördliche Grabensenke aber 50—60°. Gegen den Artisch-Graben hin stürzen also die Artisch-Tafeln sehr stark ein.

Die westliche Bucht des Tarim-Beckens also dürfte im Neogen ganz dem Gebiet des Artisch-Konglomerats angehören. Dieses wird auch dadurch bewiesen, daß auch westlich von Kaschgar zwischen dem langen Grat des Aktasch und den Muschi-Hügeln eine breite, aufgefüllte Grabensenke vorhanden ist. Zwischen Kaschgar und Karanglik-Karaul führt der große Karawanenweg Kaschgar-Fergana über die Ausfüllung dieses Grabens. Auch an der Südseite der Grabensenke besteht das Material der Muschi-Hügel aus Artisch-Konglomerat. Der Schollen ist aber hier zu einer Hügellandschaft abgetragen worden (Abb. 31). Auch südlich der Muschi-Hügel muß eine Grabensenke vorhanden sein,

die dann vom Kisil-Su aufgefüllt wurde. Südlich des Kisil-Su und nördlich vom Soksöl-Karaul und Opal erhebt sich aus der schotterigen Ebene eine 25 km lange Reihe von 2—300 m hohen Artisch-Konglomerathügeln. Diese Hügel liegen ebenfalls gerade in der Streichrichtung des Aktasch. Obwohl die postdiluviale Aufschüttung hier sehr beträchtlich ist, können die Streichrichtungen 260—80°, die mit der Hauptachse des Tien-schan parallel

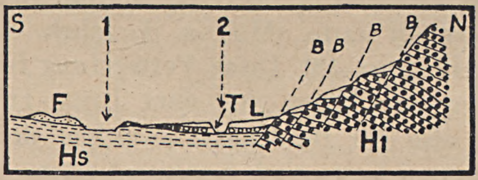


Abb. 32. Ein Querschnitt von der Soksöl-Bulak Mulde, 4 km westl. v. Opal. H1: Artisch-Konglomerat. B: Brüche. Hs: Seeablagerung, geschichteter Sand. T: Schotterdecke. L: Löß. F: Flugsand. 1: Ein Trockental des Tschimgen-Su. 2: Talschlucht des Soksöl-Bulak.

verlaufenden Bruchlinien, die Schollen und die sie begleitenden Grabensenken bis zum Bolor-Tagh verfolgt werden. Sie herrschen auch in der Morphologie der Ebene vor. Der in Abb. 32 dargestellte kleine Querschnitt ist für die ganze Landschaft sehr charakteristisch. Eine allgemein verbreitete neogene Konglomerattafel brach und sank hier an den W-O-lich verlaufenden Verwerfungen ab, es entstanden Grabensenken und in diesen im Diluvium, wie dies in Abb. 32 dargestellt wird, viele langgestreckte Seen. Die breiten Schotterfelder, die alles verebnen möchten, der überall anwesende Flugsand sowie die in den Überschwemmungsgebieten gebundenen Lößfelder sind alle alluviale Erscheinungen.

3. *Der Kurpe-Tau.*

Im Westen ist der letzte von mir bekannte oberkarbonische Tafelberg des südlichen Tienschan der Kurpe-Tau. Er ragt im Süden vor dem Tschatyr-Köl und Arpa-Syrt empor und ist mit der Aksai-Hochebene benachbart. Im Westen, wie auch im Süden ist er von den Sujok Tälern begrenzt. Stoliczka, der die ersten in wissenschaftlichem Sinne brauchbaren Angaben über ihn brachte, nannte ihn Suek-Tau. Im Inneren dieses Gebirges war aber noch kein Fachmann. Da die Kirgisen keinen Paß durch dieses Gebirge kennen, ist seine Ausforschung eine Aufgabe für sich. Reiseunternehmungen, die ihr Ziel in weit entfernteren

Gebieten haben, gingen alle an ihm vorbei. Auch ich umging ihn nur im Dezember des Jahres 1906 in grimmiger Kälte auf der Südseite, im Jahre 1909 im Monat Mai an der östlichen, im August an der westlichen und nördlichen Seite. (S. Taf. I—III.).

Die Länge des Kurpe-Tau beträgt nach meinen Aufnahmen (Taf. II) zwischen dem Toragart Paß (3880 m) und dem Sujok Paß (3990 m) 64 km. Seine Südseite ist eine Felswand einer einzigen mächtigen Verwerfung, über die ich meine weiteren Kenntnisse schon mitgeteilt hatte. (Mitt. a. d. Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst. Bd. XXXIII. Kap. 18). Diese Verwerfung bildet einen sanft gegen NW gebogenen Bogen von dem Tojun-Tübe Becken ausgehend. Er ist also ein Bindeglied zwischen den Hauptverwerfungen der Fergana-Kette und Kokkija-Ketten. Wir sehen hier einen mächtigen Bogen von mehr als 300 km. Dieser Bogen ist die Hauptachse eines Bruchssystems, das die Leitlinien der

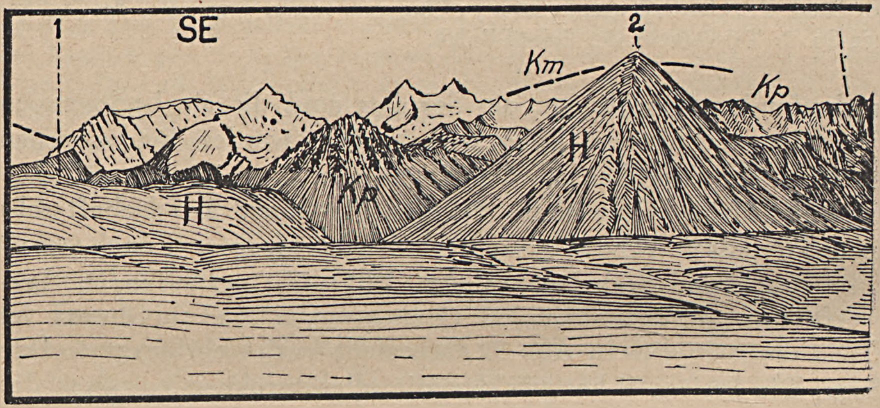
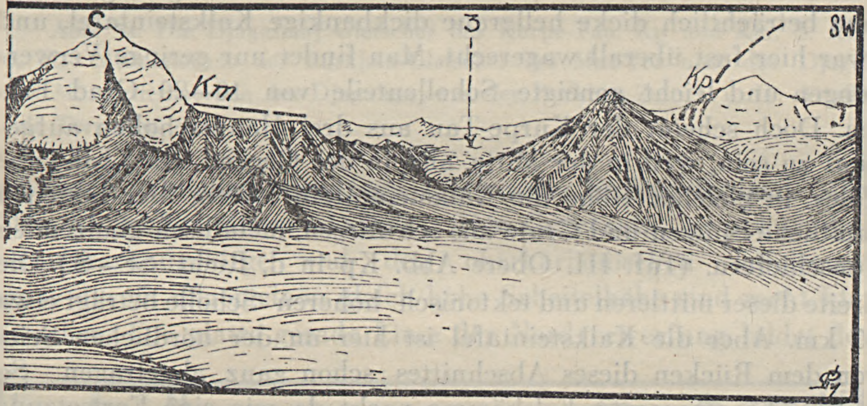


Abb. 33. a—b. Der Kurpe-Tau. Nordseite zwischen den Djagalmaj und dem Kusguntasch Tälern. 1: Djagalmaj Tal. 2: Berg Kisil-Tübe. 3: Kusguntasch Gletscher. Kp: Schwarzer Tonschiefer (Devon?). Km: Oberkarbon. hellgrauer Brachopodenkalkstein. H: Hanhai-Konglomerat. Im Vordergrund (3200 m) die Burkhan-Moränen.

Fergana-Kette und des Koktan-Tau, damit auch eine der Hauptwasserscheiden, hervorrief. Mit den paläozoischen oder jüngeren Faltungsachsen hat dieses System wenig gemein. Es gehört zur Gruppe der südlich-konvexen Bogenverwerfungen des südlichen Tienschan, und vermutlich nach Art zu der Gesellschaft der ostasiatischen Bögen.

Diese Verwerfung ist ganz und gar unabhängig von den altaidischen Faltungen von Suess. Dasselbe haben nach mir auch Gröber und D. Muschketow nachgewiesen. Die unterkarbonischen Faltungsachsen laufen vom Üjürmen-Tau, wo diese eine SW—NO

Richtung besitzen, nach Süden umschwenkend nach der Diagonale. Die östliche Seite des Kurpe-Tau ist durch einen Nord-Süd Bruch gebildet, eine Verwerfung, der das Tojun Tal seine Entstehung dankt. Vor dieser Ostverwerfung liegen flache Tafeln der Hanhai-Konglomerate eine sehr breite rote Wüste bildend. Dieser Bruch stellt eine der großen Querverwerfungen des Aksaj-Hochlandes dar, durch dessen Einfluß nicht nur das Tal Tojun, sondern auch die langen gleichmäßigen Täler des Üruk-Sai, Terek, Tangitar usw. entstanden sind. Einer von diesen spaltete auch die Ostseite des Kurpe-Tau ab, und zwar der von Keltebuk (Üjürmen-Tau) — Toragart — Tojun-Kisilkur. Diese gewaltige Verwerfung erstreckte sich weit gegen Norden und Süden. Diese begrenzt das Ostgestade des Tschatir-Köl. Das Keltebuk Tal, das das Üjürmen-Tau schief durchschneidet, hätte nicht ohne sie entstehen können. Unter dem Einfluß der Verwerfung wurde auch die Ostseite des Kurpe-Tau



eine gleichmäßige Felswand. Auch die Nordseite wird durch eine Verwerfung und zwar mit West-Ost Richtung gebildet. Im Westen kreuzen sich die Bruchlinien der Nord- und Südseite in einem spitzen Winkel. Ohne Übergang, schroff, sind alle Seiten des Kurpe-Tau. Gleichmäßig hohe Spitzen und Grate sind aus seinen oberkarbonischen, nur wenig gestörten, ungefalteten Kalksteintafeln herausgekerbt. Die Höhenziffern derselben scheinen durchweg 4500—4900 m zu sein.

Diese Strukturlinien allein verraten schon, daß die Verwerfungen kein hohes Alter besitzen können. Obwohl entweder die Kalksteintafeln, oder die am Fuße liegenden Hanhai-Konglomeratschichten allzu stark gestört zu sein scheinen, sind die Verwerfungen unbedingt doch jüngeren Alters. Auch der Kurpe-Tau vor mehrere Genossen im Tienschan, wurden nicht früher als im Miozän zu einem selbständigen Gebirgsstock ausgehoben.

Die nordöstliche Ecke des Kurpe-Tau heißt Koturtasch. In neun km Breite bestehen hier niedrige kahle Berge aus Porhpyr und Biotitgranit (Nr. 2—137). Sie haben das Aussehen eines Vorgebirges. Hinter dem Koturtasch sind breite eisgeschliffene Täler vorhanden, in deren Hintergrund die hohe Bergwand des Kurpe-Tau emporragt. Im Vorgebirge liegt der Biotitgranit in nahezu 6 km Länge an der Oberfläche. Im Westen ist ein schwarzer Tonschiefer anstehend. Ich habe bis zum Berg Kisil-Tübe in einer Länge von 25 km keine anderen Gesteine gesehen. Die stark gepreßten, im allgemeinen steil aufgestellten, aber meist mit ihrem eigenen Schutt bedeckten Falten besitzen hier ein SW—NO Streichen. Diese Streichrichtung geht gegen Westen mit einem allmählichen Übergang in ein S—N Streichen über. Die Tonschiefer sind als devonisch zu betrachten.

Über diesen Schichten und Massen des Grundgebirges liegt eine beträchtlich dicke hellgraue dickbankige Kalksteintafel, und zwar hier fast überall wagerecht. Man findet nur geringe Verwerfungen und leicht geneigte Schollenteile von 10—20 Grad Fallen. Doch scheint der Kurpe-Tau aus drei Hauptschollen aufgebaut zu sein, weil in der Mitte, also in der Gegend des Kisil-Tübe Tales, in gleicher Höhe die Kalksteintafeln fehlen, hier bestehen samtliche Spitzen und Grate aus schwarzen, metallisch glänzenden Tonschiefern. (Taf. III. Obere Abb. Kp in d. Richt. SE—S.) Die Breite dieser mittleren und tektonisch höheren Scholle beträgt etwa 10 km. Aber die Kalksteintafel ist hier an der nördlichen Seite von dem Rücken dieses Abschnittes schon ganz abgetragen. So stehen die schwarzen Felskämme nackt da wie eine Fortsetzung der Faltungsachse des Üjürmen-Tau. Auf derselben Stelle tritt, von dem Mus-Tör Tal an, der Hanhai Rotsandstein als Vorgebirge auf. Von dem Kusguntasch Tal an gegen Westen liegt auf dem Rücken der Schieferfaltung wieder eine breite oberkarbonische Kalksteintafel, die dritte Scholle klar zeigend. Es soll betont werden, daß an der Südseite des Kurpe-Tau in einer Länge von 50 km überall die Abtragungsränder der oberkarbonischen Kalksteintafeln herunter blicken.

Dem Aufbau nach, abgesehen von den kleinen Randschollen, besteht der Kurpe-Tau aus einem großen östlichen und aus einem kleineren westlichen Tafelschollen und aus einem mittleren, der nur am Südrande Reste aus der Transgressionstafel aufbewahrt haben soll. Nun aber diese drei Schollen mit verschieden hohen tektonischen Stockwerken sind gleich hoch abgetragen. Das kann

nur so erklärt werden, daß die drei Schollen schon vor der Ablagerung der Hanhai-Schichten gemeinsam zu einer Rumpffläche abgetragen wurden. Seither sind die drei Schollen fest zueinander

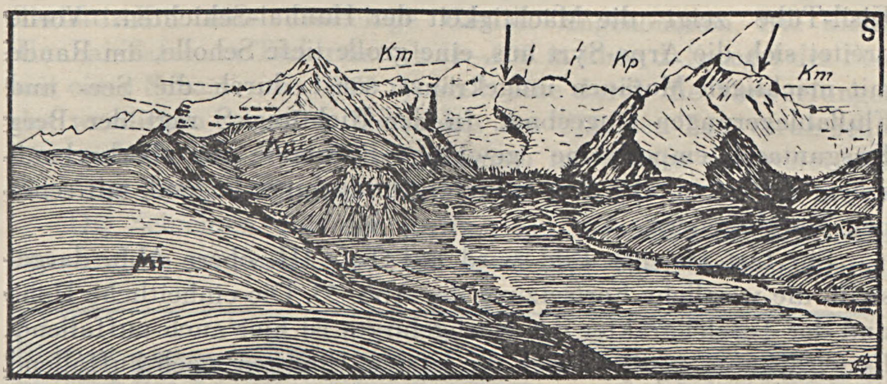


Abb. 34. Die Djagalmaj Gletscher des Kurpe-Tau. Kp und Km: S. Abb. 33. M1: Mittelmoräne der Burkhan-Gletscher des Mus-Tör und des Djagalmaj. M2: Seitenmoräne des Djagalmaj aus der Burkhan-Zeit. I. u. II: Altalluviale Terrassen.

gebunden geblieben, eine feste tektonische Einheit bildend. Die Abb. 33 erklärt diesen Aufbau. Der Gegensatz zwischen dem Schiefergrundgebirge und den oberkarbonischen Tafelresten sowie die im allgemeinen gleich hohe Scheitelhöhe sind recht klar zu sehen. Die glatte gerade Linie der Nordverwerfung bildet den

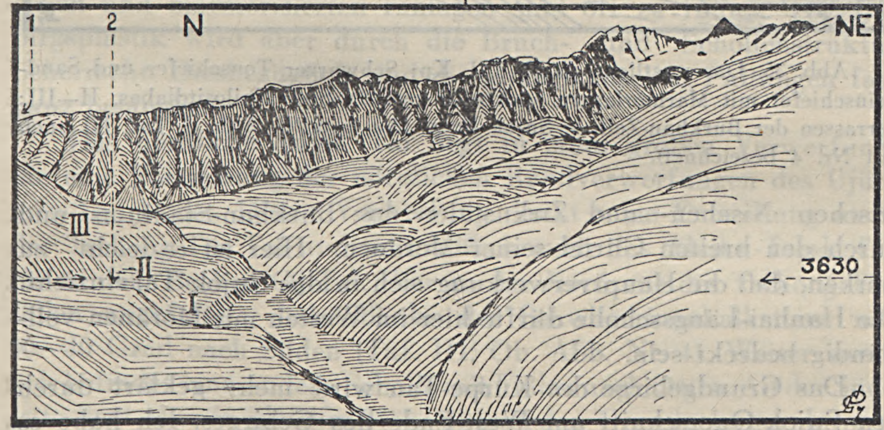


Abb. 33. Der Südabhang des Kurpe-Tau im westlichsten Abschnitt. Steile Brachiopodenkalkstein-Wände mit Nischen-Gletschern. Unten eine eingesunkene Tafel aus Angara-Sandsteinen mit 3 diluv. Terrassen. 1: Der östliche Sujok Paß (3900 m). 2: Tüs-Bel Tal.

gemeinsamen Steilrand des Hochgebirges. Vor dem Steilrand liegt das schmale Vorgebirge, hier aus Hanhai-Sandsteinen aufgebaut, ausgekerbt aus einem Längsschollen, der in der Nachhanhai-Zeit ausgespaltet und tief niedergesunken ist. Die Höhe des Berges Kisil-Tübe zeigt die Mächtigkeit der Hanhai-Schichten. Vorne breitet sich die Arpa-Syrt aus, eine große tiefe Scholle, am Rande mit mächtigen Moränen umgekränzt, sonst durch die See- und Flußablagerungen eingeebnet. In der Richtung S ragt der Berg Kusguntasch empor, eine gewaltige Pyramide aus oberkarbonischem Kalkstein, auf dem Schiefergrundgebirge liegend, mit schönen Kargletschern.

Ein fast gleiches Bild wird auf Taf. III. obere Abb. dargestellt, die westliche Fortsetzung der Abb. 33. Die einheitliche Höhe und der Tafelcharakter des Hochgebirges ist hier auch auffallend. Es wird kaum gestört durch die letzten, jüngsten, noch auffallend

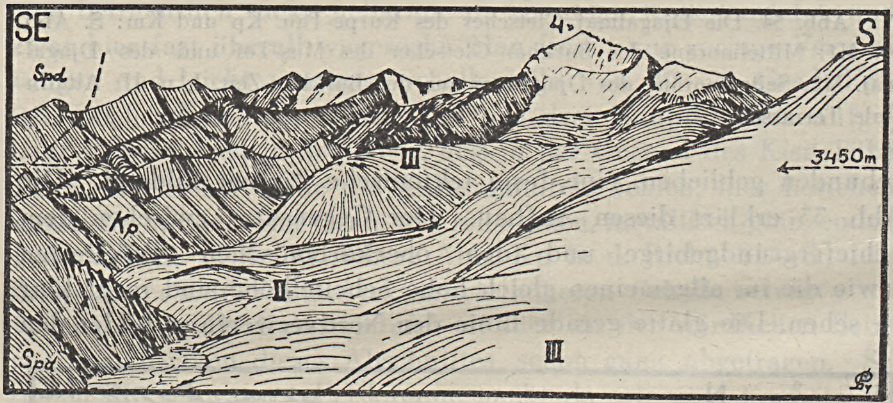


Abb. 36. Das westliche Sujok Tal. Kp: Schwarzer Tonschiefer und Sandsteinschiefer mit Marmorlagern senkrecht gestellt. Spd: Spilositdiabas. II—III: Terrassen der Burkhan-Zeit. 4: Sujok Berg. (An d. mittl. Abb. d. Taf. III auch mit Nr. 4 bezeichnet).

frischen Nischen- und Zirkustäler des Burkhan-Stadiums und durch den breiten Gürtel seiner Moränen. Hier ist es leicht zu merken, daß die Hauptverwerkung sich in das Sujok Tal einzieht. Die Hanhai-Längsscholle dürfte hier im Westen mit Moränen vollständig bedeckt sein.

Das Grundgebirge des Kurpe-Tau wird mehr geklärt durch den Sujok-Querschnitt am West-Ende des Gebirges. Ich habe es beobachtet, daß an dem östlichen Abschnitt des Vorgebirges, am Koturtasch, bis zu den Tschirmatsch Hügeln die Hanhai-Schichten fehlen. Die Tschirmatsch Hügeln, das ist das Westgestade des

Tschatir-Köl, sind von Hanhai-Konglomeraten aufgebaut. Hier kreuzen sich die Süd-Verwerfungen des Üjürmen-Tau und die Nord-Verwerfungen des Kurpe-Tau ebenso in spitzen Winkeln, wie die am Westende des Kurpe-Tau. Deshalb hat die Mulde des Tschatir-Köl eine dreieckige Gestalt angenommen. Die kleine Hanhai-Tafel am Tschirmatsch (1—200 m über d. Spiegel des Sees mit einer Scharte vom 3300 m) stellt eine durch die Verwerfungen des westlichen scharfen Abbruches des Üjürmen-Tau verursachte Längsscholle dar. Vor diesem Abbruch im Westen verbreitet sich der Arpa-Syrt zu 25 km.

Die Schichten und der Aufbau am Westende des Üjürmen-Tau und im mittleren Abschnitt des Kurpe-Tau scheinen ähnlich

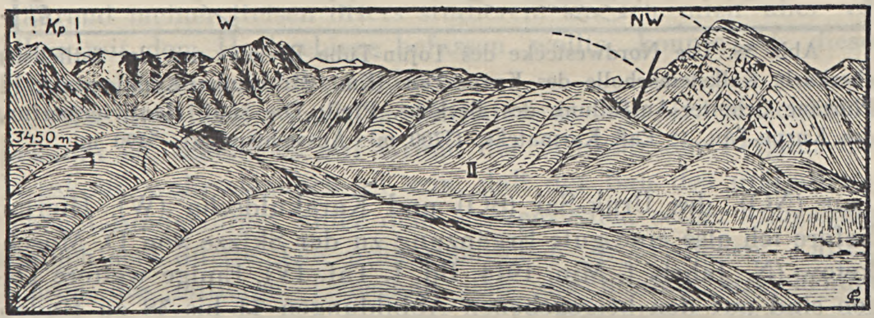


Abb 37. Tschong-Terek Tal, ein Nebental des westl. Sujok, mit dem eingesunkenen oberkarbon. Tafelstück (Km).

zu sein. Die gleichen schwarzen Tonschiefern mit weißen quarzitischen und marmorisierten Einlagen sind oft zu finden. Die Gebirgsplastik wird aber durch die Bruch- und Schollenstruktur beherrscht. Diesbezüglich sind die altkarbonischen Faltungen fast ganz belanglos.

Das nördliche Sujok Tal liegt in einer großen Verwerfung, die eine Fortsetzung der nördlichen Randverwerfungen des Üjürmen-Tau bildet. Dieser Verwerfung dankt seine Entstehung auch das Tschong-Tör Tal und mutmaßlich auch das Alaiku-Terek Tal bis zu dem Becken Oj-Tal. Hier an der Nordseite des Tschong-Tör fallen ungefaltete dicke Bänke des Schwagerinenkalksteins mit 30—40 Grad nach Süden (Taf. III. Ob. Abb. Nr. 4). Weiter westlich befindet eine andere Scholle mit Fallen nach Osten. An der Südseite liegt aber in gleicher Höhe überall das Grundgebirge, devonischer Tonschiefer und große Massen von Spilitdiabas (N. 2—135). So wurde der Kurpe-Tau im Westen schief abgeschnitten.

In dem Grundgebirge sind hier an den Sujok Pässen neben den

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGJI

Tonschiefern und Diabasen besonders auffallend auch die dicken Schichten des Marmokalksteins und kalkigen Glimmersandsteins (Nr. 2—136), überdeckt von Diabasen. Hier im Westen streichen die altaidischen Faltungen wieder in der Achse West-Ost. Die Streichkurven gabeln sich nach drei Richtungen des Üjürmen-

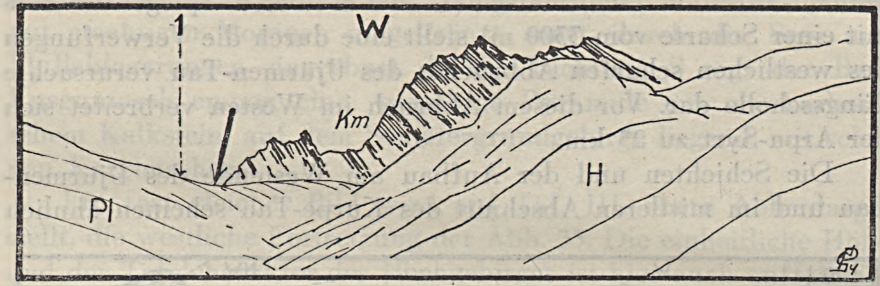


Abb. 38. Die Nordwestecke des Tojün-Tübe Beckens mit der östlichsten oberkarb. Kalksteinscholle des Kurpe-Tau. (Km). H: Hanhai-Konglomerat. Pl: Pliozäne Schotter-Ausfüllung des Beckens. Pfeil: Die südl. Hauptverwerfung des Kurpe-Tau. 1: Paß Karmateke. (3700 m). Aussichtspunkt: 3490 m.

Tau (NO), des Üruk-Sai (SO) und Karakuldscha (W). Hiermit liefere ich also eine gute Ergänzung zu der Skizze von D. Muschketow (N. Jahrb. f. Min. 1914. Bd. I. Taf. IV). Einige weitere Daten sind auf den beigegebenen Abbildungen 34 bis 38 zu finden.

4. *Das Große-Narin-Becken.*

Die Längsscholle der Fergana-Gebirgskette liegt quer zwischen dem Fergana-Becken und jenem Beckensystem, das mit einem Namen als Großes-Narin-Becken bezeichnet wird. Leuchs wies in seiner kurzen Beschreibung (23, S. 60) darauf hin, daß in der Geologie über dieses Beckensystem nur so viel bekannt ist, daß hier über den stark gefalteten und zusammengepressten präkarbonischen Bildungen, deren Streich- und Achsenrichtung jedoch noch nicht festgestellt werden konnte, die Schichten der karbonischen Transgression lagern. Im oberen Teil des Unterkarbons sowie — wie dies Vadász auf Grund der von mir gesammelten Fossilien beweisen konnte — im unteren Teil des Oberkarbons, also etwa in der Mitte des Karbons, dürfte das ganze Gebiet vom Meer bedeckt sein. Bald darauf folgten wieder mächtige Krustenbewegungen, die dann mit großen Granitintrusionen im Zusammenhange standen. Seit dem Oberkarbon war das Gebiet immer Festland, seine Berge wurden zu einer Rumpffläche abgetragen.

es entstanden im Gebiet abflußlose Becken, deren Entstehungszeit jedoch noch nicht bestimmt werden konnte. In diesen Bekken häuften sich die mächtigen salz- und gipshaltigen Ablagerungen der „Naryn-Formation" an. Das Beckensystem wurde wahrscheinlich gegen Ende des Neogens durch den Narin-Fluß abgezapft und seitdem entstand an der Oberfläche der Narin-Schichten eine Halbwüste, ein „Badland", mit ausgewaschenen und ausgewehten morphologischen Formen, die der ganzen Gegend eine gewisse Unruhe verleihen. In der Synthese des ganzen Tienschan sah jedoch Huntigton in diesem Beckensystem ein Plateau. Seine Auffassung wurde aber schon von Leuchs abgewiesen.

Ich durchquerte das Beckensystem der Länge nach zweimal, außerdem konnte ich seine östlichen und südlichen Endungen während meiner Reisen öfters studieren. Da ich mich aber vor allem mit dem Hochgebirge befassen wollte, konnte ich dieses Gebiet nicht eingehender studieren.

Wie dies bereits aus den Mitteilungen von D. Muschketow bekannt ist, scheint es auf Grund der Struktur der Fergana-Gebirgskette wahrscheinlich zu sein, daß der Bau des präkarbonischen Grundgebirges unter dem Beckensystem seiner Umgebung ähnlich sein dürfte. Die präkarbonischen W—O-lichen Faltenachsen des mitteren Tienschan und die ähnlich streichenden Falten des Alai-Gebirges wurden von D. Muschketow durch einen großen Bogen verbunden, der sich dem Streichen der Fergana-Gebirgskette anpaßt und nach Osten zurückbiegt. Diese Vorstellung ist zwar sehr geistreich, aber auch sehr gewagt, da in der Zeichnung die Faltenlinien nicht an die heutigen Beobachtungsstellen gebunden sind. Es wird ein derart gebogenes Bild gegeben, wie es in der präkarbonischen Faltung unwahrscheinlich ist. Eigentlich nicht die Annahme ist unwahrscheinlich, daß in jener Zeit Faltungen mit dieser Streichrichtung entstanden sind, sondern die Vorstellung, daß die Reste einer derartigen Faltung jenes Zeitalters hier an der ursprünglichen Stelle erhalten geblieben wären. Wie ich in der Fergana-Gebirgskette beobachtete, weisen die Streichrichtungen der präkarbonischen Faltung sehr scharfe Brüche auf. Es ist ein stark zerbrochenes Orogen, in welchem die Brüche nachträglich entstanden. Die heutige Achse der Fergana-Gebirgskette kann mit einer der Streichrichtungen in der präkarbonischen Faltung kaum noch zu tun haben, da diese Gebirgskette zweifelsohne eine zwischen neogenen Brüchen zustande gekommene Längsscholle darstellt und auf sie keine Faltung einen unmittelbaren Einfluß ausübte. Die Richtigkeit der Beobachtun-

gen von D. Muschketow wollte ich damit noch gar nicht bezweifeln. Auch in der angegebenen Streichrichtung sind die von ihm beobachteten Biegungen vorhanden; meines Erachtens aber sind sie Flexuren, die entlang der Verwerfungen entstanden, weil sie parallel mit der Fergana-Gebirgskette bezw. mit dem Rande des Fergana-Beckens ablaufen. Das Große-Narin-Becken kam infolge der Einstürze der einheitlichen Rumpffläche des Tienschan zustande; infolge der Einstürze einer Rumpffläche, in welcher nicht nur alle morphologischen Erscheinungen der Faltung des präkarbonischen Grundgebirges verwischt wurden, sondern auch die oberflächlichen Auswirkungen der strukturellen Veränderungen von mittel- und oberkarbonischen marinen Ablagerungen, die diese oberflächlichen Auswirkungen einheitlich bedeckten, verschwanden. Vom geographischen Gesichtspunkte aus gehört auch die Gruppe der Becken vom Großen-Narin selbst zu den Gliedern des Tienschan, die *neogenen* Ursprungs sind, wie auch die um das Große-Narin-Becken und in ihm emporragenden Bergschollen.

Vom geologischen Gesichtspunkte aus gehören zum System des Großen-Narin-Beckens sämtliche Becken zwischen dem Terskei-Alatau und der Kokschal-Gebirgskette bis zur Fergana-Gebirgskette. Im engeren Sinne gehören eigentlich nur diejenigen Becken hierher — diese Auffassung entspricht auch dem geographischen Gesichtspunkt — die von *neogenen* lakustrischen oder fluviatilen Sedimenten bedeckt werden. Wahrscheinlich waren alle Becken längere oder kürzere Zeit hindurch Seen. Um diese Vermutung zu beweisen, müßte man noch ausführliche Studien durchführen, jedoch spricht die ganze Morphologie für diese Annahme. In der reinen Luft Zentralasiens kann man manchmal hunderte von Kilometern überblicken. Dadurch kann einigermaßen das Fehlen an guten Karten ersetzt werden. Die russischen Karten nämlich geben nur wenige Anhaltspunkte für den Forscher, da sie eigentlich nur den Verkehrszwecken dienen. Die Eindrücke, die man von großer Höhe und weiter Entfernung gewinnt, sind unvergeßlich. Das Bild zeigt den ehemaligen Grund von Seen, die groß und einheitlich waren, dann abgezapft und von den Tälern der Bäche, die nach einer bestimmten Seite der Bekken hinlaufen, infolge der Umkippung der abgezapften Becken in Täler gegliedert wurden.

Der Narin-Fluß durchquert die Becken in seinem 225 km langen Lauf fast genau immer in derselben geographischen Breite. Die gerade Linie seines Laufes ist besonders in dem 150 km langen Abschnitt unterhalb der Mündung des Atbaschi-Flußes auffallend.

In diesem Abschnitt entstanden nur in der breiten Talsohle, in ihr sozusagen eingeschloßen, die Windungen des Flußes. Die Linie des Flußlaufes weist oberhalb der Mündung von Atbaschi zwei Brüche auf. Beide Fälle sind auf tektonische Gründe zurückzuführen. Sie kamen infolge des tektonischen Baues des Gebietes, nie aber infolge hydrologischer Ursachen zustande. Die auffallend gerade Linie des Narin ist offenbar eine Folge der Tektonik. Sie wurde weder durch die Form der Seen oder das Eiszeitalter, noch durch die Menge des Wassers oder die Verhältnisse des Falles unmittelbar bedingt. Auch die Form eines jeden Beckens ist so steif und trägt den Charakter der tektonischen Verhältnisse in sich. Dies ist ein allgemeiner Charakterzug der Becken.

Die allgemeine Verbreitung der Hanhai-Schichten auf den inneren und äußeren Bergen bezeugt, daß vor der Ausbildung der Seebecken im ganzen Gebiet eine rote Wüste existierte, die zeitweise von Torrenten durchquert wurde. Maß und Menge der Seebecken und der Aufschüttung weist einigermaßen auf ihre Entstehungszeit hin, da sie noch vor dem sog. Akkija-Stadium des Diluviums und nach der Einsenkung in die rote Wüste entstanden und so auch das Ende der Bildung von den Hanhai-Schichten determinieren. Die fahlgrauen und gelb-grauen Ausfüllungen der ehemaligen Seebecken unterscheiden sich in Farbe, Material und stratigraphischer Lage genau so von den unter ihnen lagernden Hanhai-Schichten, wie diese von den gleichartigen Artisch-Schichten. Fossilien, die auf eine ältere Periode als Pliozän hinweisen würden, sind bis jetzt aus ihnen nicht bekannt geworden. Vorläufig muß man also den Standpunkt vertreten, daß die rote Wüste sowie die Hanhai-Periode mit Ende des Miozäns aufhörten, gleichzeitig traten Senkungen ein und die Becken kamen zu dieser Zeit zustande.

Der Narin-Fluß erreicht ein Glied des Beckensystems bereits in 2300 m Höhe. Das ist das Nura-Becken. Über die Struktur dieses Beckens wurde mit der Beschreibung des Nura-Tau und Alamischi-Tau zusammen berichtet. Hier möchte ich nur so viel erwähnen, daß dieses Becken im Grunde genommen eine isoklinale, nach der südlichen Bruchlinie fallende, 18 km breite Grabensenke ist, die ausschließlich von den Hanhai-Schichten ausgefüllt wurde. Es kam hier nämlich ein Einsturz zustande, infolgedessen das Grundgebirge samt den karbonischen Hangendschichten im Gebiete des Einsturzes von der Oberfläche endgültig verschwand. Berge mit 1000—1200 m relativer Höhe (darunter ist der Berg

Orto-Nura 3300 m hoch) bestehen bis zu ihrem Fuß und darunter noch bis zu unbekannter Tiefe aus einem roten Sandstein. Diese Masse kann durch Einsturz der den Tienschan bedeckenden Gesteinsmassen in der Hanhai-Periode oder erst nach dem Einsturz, durch die Flüsse hier an sekundären Stelle abgelagert werden, jedenfalls war sie schon von der Ablagerung der „Narin-Schichten", der pliozänen Schotter und übrigen lakustrischen Sedimente an dieser Stelle. Das halte ich für ganz sicher, da das Nura-Becken vom Großen-Narin-Becken durch eine Querverwerfung getrennt wird, die entlang der Itschkessu-Linie, 9 km östlich von Narinskoje, abläuft. Die Hanhai-Berge des Nura-tau bilden neben dem Großen-Narin-Becken eine hohe Treppe. Von dieser Treppe

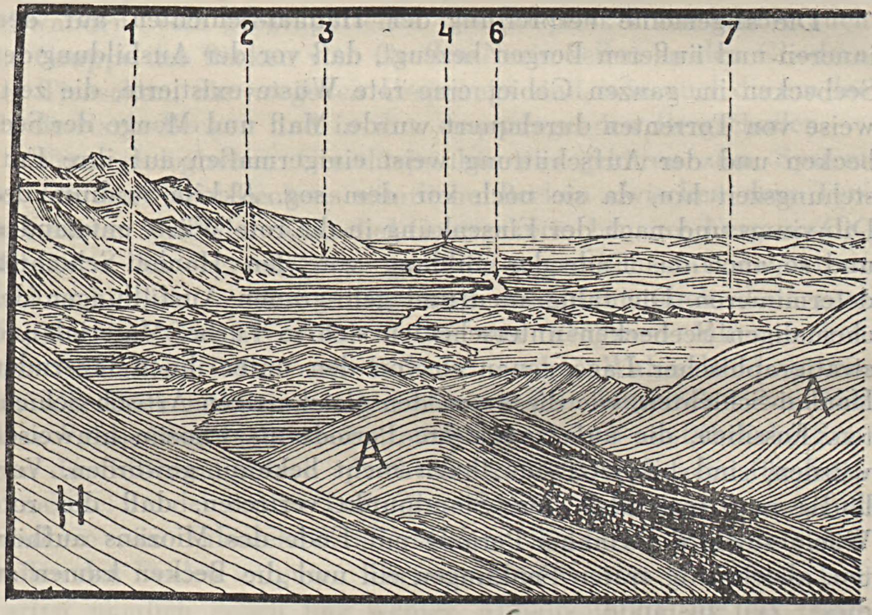
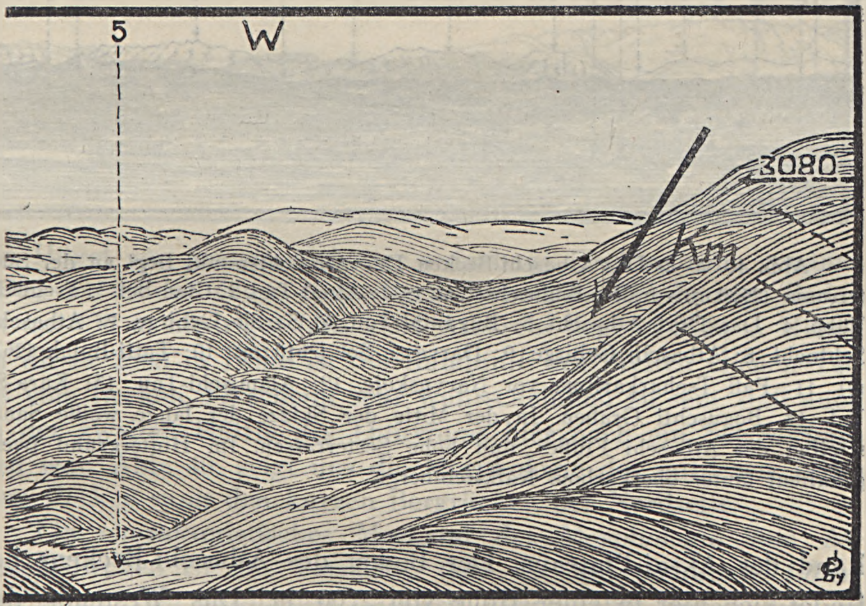


Abb. 39. a—b. Die Ostecke des Großen-Naryn Beckens. Links das Atbaschi-Gebirge. Der Aussichtspunkt liegt an dem Paß Itschke-Nura (3080 m) nördl. Narynskoje. 1: Die Akkija-Stirnmoränen des Gr. Naryn. 2: Djan-Bulak Tal. 3: Der Schwemmkegel des Atbaschi. 4: Kara-Bük Hügeln. 5: Itschke-Su Tal. 6: Der Naryn Fluß. 7: Onartscha. — Km: Oberkarbon. Kalkdolomit. A: Artysch-Schotter (Naryn-Formation).

brachte der Narin-Fluß noch vor der Akkija-Vereisung, vermutlich bereits im Pliozän, einen riesigen Schuttkegel unter die Verwerfung mit sich. Als Ergänzung des Schuttkegels reichten auch vom Nura-Tau und Alamischi-Tau Schutthänge herunter. Der Bo-

den des Nura-Beckens sank in der südlichen Hälfte des Beckens tiefer als in der nördlichen. Die Tatsache, daß der Narin-Fluß nach dem südlichen Teil gedrängt wurde, kann nur mit dieser Annahme erklärt werden. Dies geschah nach der Ablagerung des pliozänen Schuttkegels, da der Schuttkegel unterhalb der Mittellinie des Beckens gelegen war, über der heutigen 3000 m Höhe. In dieses weiche Becken floß dann der riesige Akkija-Gletscher des Narin. Heute sind nur noch sehr wenige Spuren von ihm zu sehen. Ich konnte jedenfalls nichts mehr davon beobachten. Nur die erodierten Teile der Stirnmoräne weisen darauf hin, daß der Gletscher über die östliche Grenze des Großen-Narin-Beckens noch etwa 23 km tief ins Becken hineindrang. Es ist



eine Aufgabe der zukünftigen Forschungen, nachzuweisen, ob die Ebenheit an der Südseite des Alamischi-Tau, die das Gebirge überall aufweist, beim Akkija jedoch endgültig aufhört, vom Gletscher abgehobelt wurde. Eine andere Frage ist noch die, ob auch der 3540 m hohe Rücken des Kaschka-Bel infolge der Arbeit des Gletschers entstand.

Die Aussicht vom Gipfel der Itschkessu-Verwerfung gegen das Große-Narin-Becken zeigt Abb. 39. (S. auch Taf. I.).

Ein zweites Glied des Randes vom Großen-Narin-Becken ist das Atbaschi-Becken. Vom tektonischen Gesichtspunkte aus ist

es eine selbständige und unabhängige Senkung; es gehört jedoch zu dem Beckensystem des Großen-Narin, da auch hier wie in den übrigen Becken die über den Hanhai-Schichten eines ariden Klimas lagernden Narin- oder Artisch-Schichten eines einigermaßen schon humiden Klimas der Landschaft ein charakteristisches geographisches Gepräge verleihen. Auch das Atbaschi-Becken ist eigentlich kein Becken sondern eine Grabensenke, wie auch alle übrigen Becken des Tienschan, selbst jenes des Issik-Kul. Es ist aber eine so breite Grabensenke, daß die schon übliche Bezeichnung „Becken" ganz gerecht zu sein scheint. Das Ostende des Atbaschi-Beckens befindet sich in der Nähe der Stelle, wo Ulan und Baliksu zusammenfließen. Um 500 m höher liegt hier der

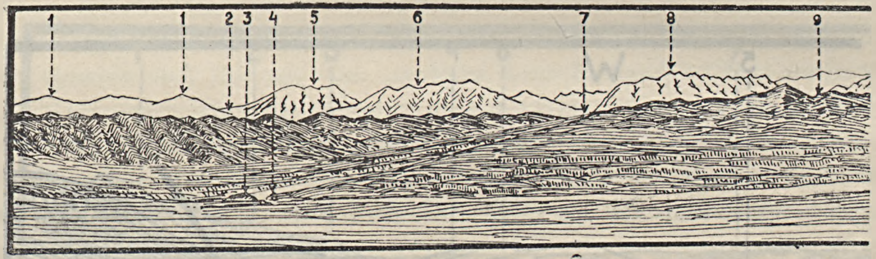


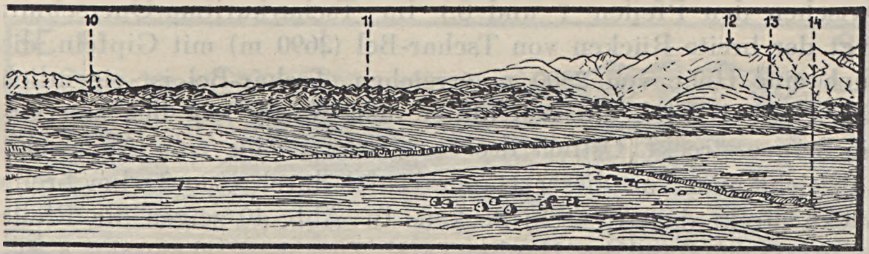
Abb. 40. a—b. Das Atbaschi Becken. Der Aussichtspunkt liegt an der Südterrasse (2520 m) vor dem Boguschti Tal. 1—1: Aktal-Tau. 2: Ulan-Bel. 3: Tschisch-Tübe. 4: Das Dorf Atbaschi. 5: Bugantal-Tau. 6: Sarbie Gebirge. 7: Atbaschi-Schlucht. 8: Atbaschi Gebirge. 9: Darvassa-Bel (2610 m). 10: Tatti-Bulak (2620 m). 11: Paß Tscharkaritma vor Narynskoje. 12: Alamischi-Tau. 13: Kara-Su Tal. 14. Boguschti Graben. In der Mitte der Skizze der lange weiße Sandstreifen des Atbaschi Flußes, und hohe Seeterrassen. Im Hintergrund (weiß gehalten) lauter oberkarbon. Kalksteinberge.

Rand des Aksaj-Plateaus. Der Boden des Atbaschi-Beckens befindet sich hier in einer Höhe von 2700 m. Das Westende des Beckens ist der Belkara. Seine Höhe beträgt 3200 m. Er ist der Rand des Arpa-Plateaus, jedoch so flach, daß man ihn kaum erkennen kann. Die Entfernung zwischen den beiden Punkten beträgt 150 km. Die beiden Enden des Atbaschi-Beckens liegen jedoch nicht in einer geraden Linie. Der östliche Flügel (den die Kirgisen eigentlich Atbaschi nennen) ist fast 90 km lang, der westliche 75 km. Diesen letzteren nennt man Karakoin.

Die Südseite des Atbaschi-Beckens besteht aus einer einzigen Gebirgskette, Üjürmen-Tau genannt. Sie ist eine Längsscholle, die

von einer W—O-lichen (davor ist der Atbaschi-Flügel) und einer WSW—ONO-lichen (davor ist der Karakoin-Flügel) Verwerfung begrenzt wird.

Der Atbaschi-Fluß fließt vom Atbaschi-Becken durch die die Bergrücken durchschneidende Schlucht in den Narin. Die Schlucht befindet sich gerade gegenüber jener Stelle, wo sich die zwei eben erwähnten Bruchlinien des Üjürmen-Tau schneiden. Dies ist übrigens eine wichtige Angabe, weil auch die Streichrichtung der nördlichen kurzen Bergrücken, die übrigens parallel mit den nördlichen Bruchlinien des Üjürmen-Tau verlaufen, in der Nähe der Schlucht bricht. Vor der Schlucht befindet sich heute die tiefste Stelle des Atbaschi-Beckens. Ein einsamer, hoher Rücken,



ein Hügel von grauem Schotter aufgebaut, Tschischtübe genannt (2300 m), ist der Zeuge ehemaligen Seebodens. Der heutige Boden ist um 150 m niedriger (das Dorf Atbaschi liegt in 2130 m Höhe). In dieser 2300 m Höhe ist die Randlinie des breiten ebenen Teiles vom Becken. Es scheint sehr wahrscheinlich zu sein, daß auch in der zweiten Hälfte des Diluviums hier noch ein See vorhanden war. Abb. 40. zeigt uns die Morphologie des mittleren Teiles vom Becken samt den kurzen Bergrücken der Nordseite.

Ein charakteristisches Merkmal der Morphologie vom Atbaschi-Becken ist die Tatsache, daß die aufgeschüttete Oberfläche von den nördlichen Rändern gleichmäßig gegen die am Südrande ablaufende tiefe Linie fällt. Auffallend ist dabei, daß der Atbaschi-Fluß gegen die Fallrichtung nach Nordwesten aus dem Becken ausfließen kann. Nördlich des Beckens sind sechs Karbonkalksteingrate wie Kulissen vorhanden. Am nördlichsten liegt von ihnen der Narin-Berg, unmittelbar vor dem Narinskoje. Parallel mit ihm, in WNW-licher Streichrichtung, etwa 8 km entfernt, verläuft der zweite Grat, u. zw. so, daß sein Ostende mit dem Westende vom Narin-Berg auf derselben geographischen Länge liegt. Der dritte schließt sich eng dem zweiten an, nur an seinem Westende entfernt er sich von ihm ein wenig. Der vierte Grat beginnt 2 km südlich vom Westende des dritten, seine

Streichrichtung ist WSW. Dieselbe Streichrichtung weisen auch der fünfte und sechste Grat auf, die übrigens sich ganz eng aneinander schließen. Der zweite Grat wird Sarbie-, der dritte Atbaschi-, der vierte Bugantal-, der fünfte Aktal- und der sechste Kojkagar-Berg genannt. Sowohl ihre Höhe wie auch Länge ist fast ganz gleich (3000—3300 m und 20—25 km). Alle diese Berge bestehen größtenteils aus Karbonkalkstein.

Den Bau der Grate von Atbaschi habe ich in zwei Querschnitten ausführlicher beobachtet. Der eine ist der Tscharkaritma-Querschnitt von Narinskoje, der andere der Querschnitt der Atbaschi-Schlucht. (In Abb. 40 befindet sich der erste Querschnitt in der Linie zwischen den Pfeilen 11 und 13, der zweite zwischen den Pfeilen 7 und 8.) Im Tscharkaritma-Querschnitt liegt der breite Rücken von Tschar-Bel (2690 m) mit Gipfeln, die auch eine Höhe von 2800 m erreichen. Tschar-Bel ist eigentlich eine Hanhai-Tafel, die sich hinter dem Narin-Berg bis zum Sarbie-Berg erstreckt. Östlich des Sarbie-Berges bis zum Alamischi-Tau sieht man von dieser Hanhai-Tafel durch eine 23 km breite Lücke direkt das Atbaschi-Becken. In Abb. 40 zeigen die Pfeile 9—10—11 den Rand der Hanhai-Tafel. Die oberkarbonische Kalksteintafel des Alamischi-Tau besteht aus dicht aneinander gereihten, unregelmäßig umgekippten oder fast ganz horizontal liegenden Tafelbruchstücken. Sie ist durch eine von Narinskoje bis Burumdu verlaufende NW—SO-liche Verwerfung schräg abgeschnitten. Vor dieser Verwerfung befindet sich die Hanhai-Tafel des Tschar-Bel. Westlich der Verwerfung Narinskoje-Burumdu gelangen die oberkarbonischen Kalksteintafeln in einen niedrigeren Horizont, die einzelnen Teile der Tafeln erlitten eine Umkippung größeren Grades und die Hanhai-Tafeln stürzten in sie hinein. Damit ist zu erklären, daß die sechs Kalksteingrate mit ihren weißen Wänden von den Hanhai-Tafeln emporragen.

Im Tscharkaritma-Querschnitt verläuft ein tiefer Graben vom Tschar-Bel gegen den Narin. In der Schlucht wird die Nordseite der vom Hornstein führenden oberkarbonischen Knollen-Kalkstein aufgebauten breiten, flachen Synklinale von einer starken Verwerfung abgeschnitten. In der Verwerfung liegen die dicken Bänke eines groben Konglomerats, die nach NNW unter 70° einfallen. Durch eine zweite WNW-liche Verwerfung wird eine andere Stufe gebildet, daneben und darunter, am Rande des Narin-Tales, folgt wieder eine Stufe eines grauen, kalkigen Sandsteins (Nr. 192). Dieser Sandstein ist bereits ein Glied der Narin-Schichten. Die Narin-Schichten erscheinen an der Seite des Na-

rin-Berges horizontal. In ihnen sind Flexuren zu beobachten. Daraus ist zu schließen, daß an der Seite des Narin-Tales eine Bruchlinie verläuft, die auch nach dem Pliozän noch aktiv war, vorausgesetzt natürlich, daß die Tafeln der Narin-Schichten, die sich der Seite des Narin-Berges anschließen, nicht einfach in das eingetiefte Narin-Tal abrutschen.

Die Tscharkaritma-Schlucht ist ganz jung, sie kam jedenfalls nach der Akkija-Vereisung durch Einsturz einer Höhle zustande. In den großen Schuttkegel des Tschar-Bel, der zur Zeit der Akkija-Vereisung gebildet wurde, schnitt das Wasser seitdem in der entgegengesetzten Richtung ein Tal ein.

Der Schuttkegel des Tschar-Bel erreichte eine Höhe von 2300

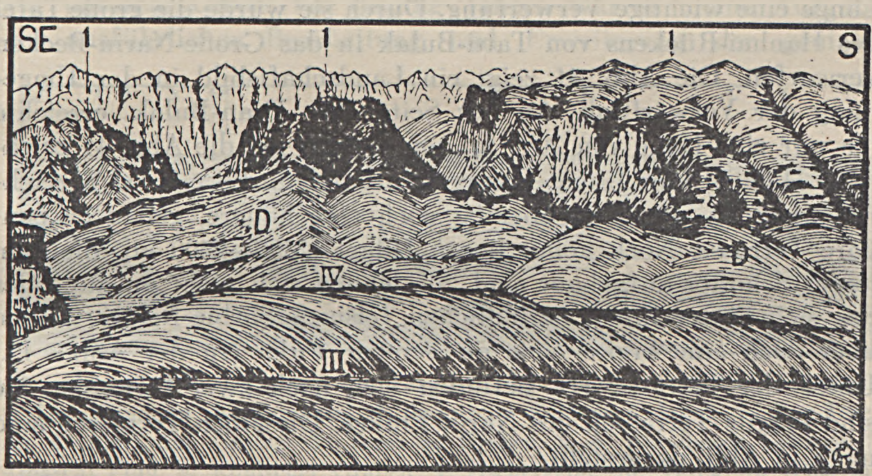


Abb. 41. Das Atbaschi Gebirge. Im Vordergrund links das Djan-Bulak Tal. Im Hintergrund die 3300—3400 m hohe nördliche Bruchwand oberkarbon. Kalkstein mit einem durchweg gleichhohen First. Vor der Wand eine Grabensenkung und zergliederte Schollen (1—1) aus permokarbon. Kalkstein. H: Schollenreste aus Hanhai-Konglomeraten. D: Deckenschotter der Akkija-Zeit. III und IV die beiden höheren jungdiluvialen Terrassen des Naryn. Aussichtspunkt: 2070 m.

m. also das Ufer des pleistozänen Atbaschi-Sees. Die Spuren der Ausbildung eines ähnlichen Schuttkegels sind westlich des Tschar-Bel am Hanhai-Rücken zwischen dem Narin-Berg und dem Sarbie-Berg zu beobachten. Sicher floßen einige Bäche gegen Westen, in Richtung des heutigen Tatti-Bulak-Tales, als der große südliche Schuttkegel des Tschar-Bel abgelagert wurde. In der zweiten Hälfte des Diluviums wurden die Bäche zwischen den beiden Bergen auch dann noch gespeist, als der Gipfel des Tschar-Bel bereits trocken wurde. Diese Wasser versickerten nicht, wie

in dem großem Schuttkegel. Der Rücken des Tatti-Bulak ist nämlich hinter dem nach Süden fallenden Hanhai-Konglomerat des Darwasa-Bel (2610 m) von einem mächtigen roten Ton bedeckt. Da aber dieser Rücken nach Westen fällt und seine Bäche in den Narin-Fluß gelangten, auf eine hydrographische Basis in 1900 m anstatt in 2400 m Höhe von Atbaschi, führte der Tatti-Bulak keinen Schuttkegel mit einem Unterlaufcharakter, sondern er bildete einen ziemlich tiefen Einschnitt von Oberlaufcharakter.

Der Tatti-Bulak wird in der Nähe des Narin-Flußes Djan-Bulak genannt. Die Akkija-Stirnmoräne stützt sich an das Westende des Narin-Berges. Zwischen dem Westende dieses Berges und dem Westende des Sarbie-Grates befindet sich in 22 km Länge eine wichtige Verwerfung. Durch sie wurde die große Tafel des Hanhai-Rückens von Tatti-Bulak in das Große-Narin-Becken verworfen. Die Abb. 41 zeigt ein Landschaftsbild in der Umgebung der Verwerfung. An der Seite des Djan-Bulak erreichte ich nur eine Höhe von 2080 m, von wo aus ich die Abb. 41 zeichnete. Hier ist eine breite Terrasse vorhanden, die mit III bezeichnet wird. 30—40 m darüber ist noch eine höhere, genau erkennbare Terrasse. Noch höher liegen Hügel (2200—2300 m), die vom losem Schotter aufgebaut sind. Sie lehnen sich nicht an die Täler des sich hinter ihnen befindlichen felsigen Sarbie-Berges, bilden aber doch eine breite Zone an seinem Fuß. (In der Abb.: D.) Unter der Terrasse III befinden sich noch zwei Terrassen. Sie sind bereits Terrassen des Narin Flußes. Dieselben Terrassen sind auch in Abb. dargestellt.

Erwähnenswert ist die Tatsache, daß die grauen Schotter, die auch in 400 m Höhe über dem Narin vorkommen, und in denen ich — jedenfalls nur bei flüchtiger Untersuchung — nur Karbonkalkstein feststellte, zahlreiche Hanhai-Klippen bedeckt haben. Am Fuße einer solchen Klippe befand sich in 30° NO Fallen eine ockergelbe, leicht verwitternde sandige Kalksteinbrekzie und darüber in 40° SO Fallen eine rote, hart zusammenzementierte Kalksteinbrekzie. Ich könnte die limnische Herkunft der beiden oberen Terrasen kaum bezweifeln. Im mit D bezeichneten Schotter sehe ich die älteste Bildung der Senkung des Großen-Narin-Beckens, eine pliozäne Randaufschüttung. Diese Annahme wird auch durch die Gestalt und Lage der Klippen bestätigt. Die Klippen sind als Bruchstücke anzusehen, die an einer Verwerfung entlang zustandekamen. Diesen Bau weist der Rand des Hauptgliedes des Großen-Narin-Beckens auf.

Es wäre berechtigt, die sechs Grate zwischen Narin und

Atbaschi als *Narin-Mittelgebirge* zu bezeichnen, wie auch von einem Ungarischen Mittelgebirge zwischen der Großen Ungarischen Tiefebene und dem Győrer Becken gesprochen wird. Diese Bekken und Inselgebirge waren für mich von großem Interesse, weil man hier zahlreiche Ähnlichkeiten in der Struktur und Morphologie feststellen kann. Meines Erachtens kann die Entwicklungsgeschichte der Großen Ungarischen Tiefebene, besonders ihr pliozäner Zustand, durch die Kenntnis dieser zentralasiatischen Bekken viel leichter erklärt werden. In Zetralasien sind Beckenausfüllungen von derselben Natur, die wir im Gebiete der Großen Ungarischen Tiefebene nur durch Tiefbohrungen kennen, in großer Mächtigkeit aufgeschloßen, sie stehen sozusagen nackt vor unseren Augen. Vor dreißig Jahren war es meine Aufgabe, zur ausführlichen Bearbeitung und Erweiterung der genialen

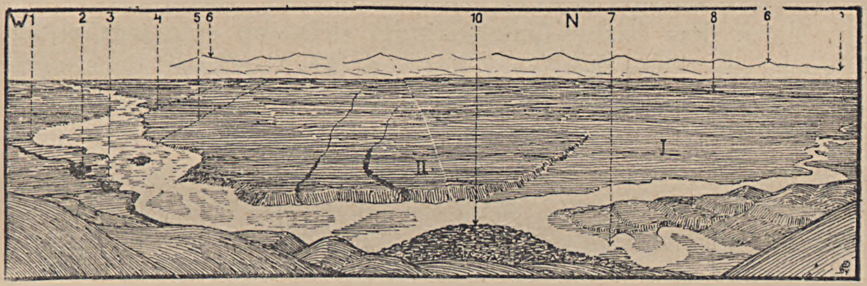


Abb. 42. Die Terrassen des Naryn in der Nähe der Atbaschi-Mündung. 1: Die Mündung des Bugantal. 2: Russische Kolonie Kulanak. 3: Bag-Terek Au. 4: Ala-Kulun Graben. 5: Terek-Su Graben. 6—6· Buralbasch Gebirge. 7: Atbaschi Fluß. 8: Kojdscher Graben. 9: Dschergetal. 10: Terek Au (1900 m). Aussichtspunkt 2350 m. II: Deckenschotter der Akkija-Zeit mit merkwürdig geradlinigen, tektonisch verursachten Gräben. I: Naryn Tal und seine Burkhan-Terrassen.

Vorstellungen von Sueß in möglichst weiten Gebieten Angaben zu sammeln. Heute kommt es mir so vor, daß ich der Wissenschaft und besonders der ungarischen Wissenschaft größere Verdienste geleistet hätte, wenn ich mich während der zwei Jahre meiner asiatischen Forschungen nur dem Studium eines solchen Beckens, wie dem des Narin-Beckens, gewidmet hätte. So muß ich mich aber mit kurzen Bemerkungen begnügen.

Der andere bekannte Querschnitt dieses Mittelgebirges, des Sarbie-Berges, weist folgenden Bau auf. Der Narin-Fluß bricht in 1980 m Höhe die Akkija-Stirnmoräne bezw. die rote, unter 20° nach N fallende Hanhai-Tafel durch und folgt — zwar in einem großen Bogen — in SW-licher Richtung der Linie der Djanbu-

lak-Verwerfung. Sein Tal schneidet also zuerst das Westende des Narin-Berges ab, ein Dolomitfelsenkap (Nr. 18), geht dann unter dem mit Terrassen bedeckten Abhang der Hanhai-Klippen, die von den pliozänen und pleistozänen Schottern von Djanbulak und Oldomor bedeckt sind, vorbei und erreicht das westliche Ende des Sarbie-Gebirges. Hinter den Terrassenschottern des Narin befinden sich hier die abgebrochenen Reste der etwas rötlichen, tonigen oberkarbonischen Kalksteintafeln (Nr. 16 und 2—32). Die Graben, die vom Sarbie ablaufen, bilden im Kalkstein tiefe Schluchten, sie durchschneiden die Terrassen und verbreiten unter diesen breite Schuttkegel. Der Atbaschi-Fluß tritt aus einer tiefen Kalksteinschlucht hervor. Diese Landschaft wird in Abb 42. dargestellt. Die steile, vom Narin-Fluß unterwaschene Seite des Sarbie-Berges erreicht eine Höhe von 2350—2400 m, sie erhebt sich um 500 m über den Fluß.

Unter dem Sarbie-Berg befindet sich also eine beträchtliche Verwerfung. Die Oberfläche des vor ihr liegenden Beckengrundes ist eine verebnete Oberfläche der Narin-Schichten. Der Narin schneidet Terrassen, Stufen, in den Grund eines großen trocken gelegten Sees ein. An der Oberfläche dieses Seebodens liegen aber keine limnischen Ablagerungen, sondern durchgewaschene diluviale und alluviale Bildungen. Die Kalksteinschichten des am Beckenrand steil emporragenden Grates sind eigentümlich gekräuselt. Diese Bildungen kann man aber nicht als richtige Falten betrachten. Ich nehme an, daß die Kräuselung infolge des Seitendruckes während der Senkung des ganzen Mittelgebirges entstanden ist. Die Lage der Schichte gibt kaum einige Stützpunkte, da durch das Zerstückeln keine Längsachse ausgebildet ist.

Hinter dem Aussichtspunkt in 2350 m Höhe ist im Süden eine etliche km breite Kalksteintafel vorhanden, deren Oberfläche ursprünglich ein Rücken oder eine Rumpffläche gewesen sein dürfte. Auffallend ist hier nämlich der Gegensatz zwischen den sanften Linien der Bergrücken und den tiefen Schluchten. Der Pfad weicht den Schluchten (Wasserfälle!) aus und führt in die Höhe von 2600 m. Hinter der breiteren, rückenähnlichen Partie folgt im Süden ein kurzer, 3300—3400 m hoher Felsengrat. Er besteht hauptsächlich aus einem tonigen, quarzithaltigen sandigen Schiefer (Nr. 2—3). Auf Grund der Tatsache, daß der oberkarbonische, roten Ton führende, dunkelgraue Kalkstein über diesem Gestein konkordant lagert, schreibe ich dieser Bildung ein unterkarbonisches Alter zu, obwohl ähnliche Gesteine auch in

der Serie der devonischen Schiefer vorkommen. Die Streichrichtung der Verwerfungen im Berge ist zweifelsohne WNW, demgegenüber aber fallen die Schichten im allgemeinen nach NW. Damit ist die bröckelige Struktur zu erklären. Über dem dunkelgrauen Kalkstein Nr. 32 lagern dickbankige, hellgraue Kalksteintafeln (Nr. 2—31). Sie führen zahlreiche Fossilien. Diese Bildungen vertreten die richtigen, wohlbekannten oberkarbonischen transgressiven Ablagerungen. Im Sarbie-Gebirge kommen stellenweise in 2500—2600 m Höhe auch rote Sandsteinschichten vor. Die in Abb. 43 dargestellte Struktur ist nur hypothetisch und möchte nur darauf aufmerksam machen, daß hier die Verwerfungen sehr unregelmäßig vor sich gingen. An einer Stelle hat man den Eindruck, als ob der hellgraue Kalkstein über den ro-

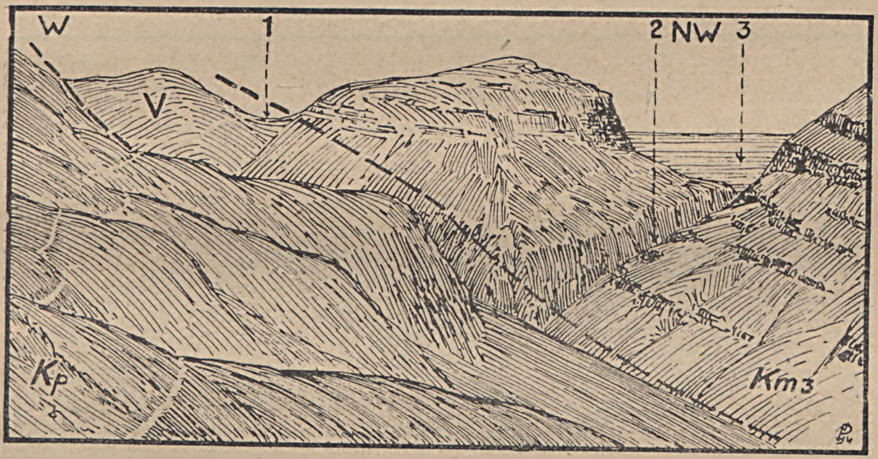


Abb. 43. Die Schlucht des Atbaschi. 1: Sarbie Paß (2580 m). 2: Der unterste ungangbare Schlund des Atbaschi. 3: Das Naryn-Becken. Kp: Quarzsandschiefer, steil gefaltet. Km3: Die ungefalteten Platten des oberkarbon. dunkelgrauen Kalksteins V: Roter Sandstein.

ten Sandstein überschoben wäre. Die großen Schluchten befinden sich in den Tafeln des hellgrauen Kalksteins.

Das südliche Tor der Atbaschi-Schlucht (2040 m) ist in die Ablagerungen des ehemaligen Sees von Atbaschi sowie darunter in die Hanhai-Schichten eingeschnitten, bezw. über diesem Tor zeigt die Schlucht dieses Bild. An einer Stelle fand ich einen sehr schönen Aufschluß. Hier kam über den abgescherten Schichtköpfen eines steil nach Süden fallenden roten Sandsteins ein grobes kalkiges Konglomerat in Form einer etliche m mächtigen Bank vor, darüber folgt in einer sehr beträchtlichen Mächtigkeit

ein ganz reiner, schlohweißer, sandiger Ton, ein lakustrisches Sediment. Das tiefste und reinste Wasser des Sees von Atbaschi befand sich wahrscheinlich an der Stelle gegen die Schlucht.

Ein charakteristischer Zug des Bildes vom Großen-Narin-Becken in der Gegend unter der Atbaschi-Mündung ist eine eigentümliche fächerartige Verzweigung der orographischen Linien nach Westen. Es sind hier keine Bogenformen vorhanden, die ein rundliches Becken formen, wie etwa in der Osthälfte des Pariser Beckens, sondern steife gerade Linien, die den Sprüngen in einer Glastafel ähnlich sind. Es muß betont werden, daß nicht allein die Brüche des Grundgebirges, der karbonischen Kalksteintafeln oder der Hanhai-Tafeln diese Art aufweisen, sondern auch die pliozäne, überwiegend lakustrische Ausfüllung

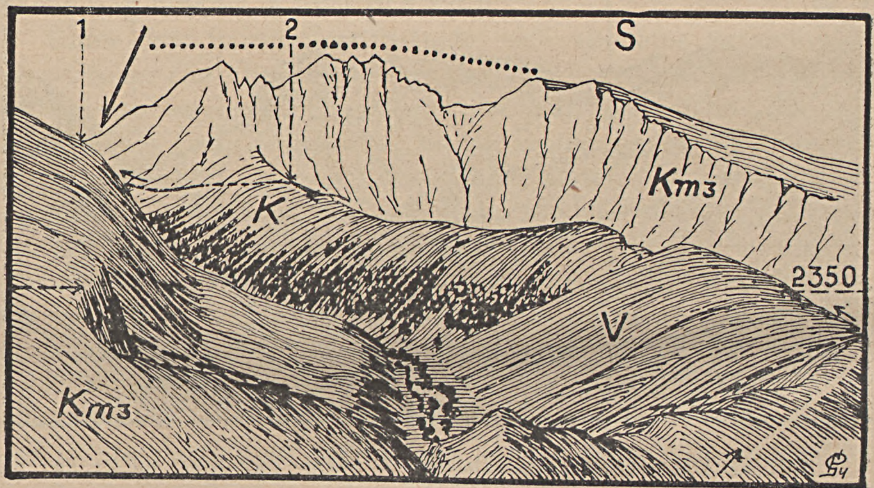


Abb. 44. Der Sarbie Berg. Im Vordergrund eine Längsscholle an der Randverwerfung des Gr. Naryn Beckens 2.5 km westlich von der Atbaschi-Schlucht, mit der Reiseroute d. Verf. (Pfeilchen). In der zweiten Bruchzone rote Brekzie (V) und Sandstein der Hanhai-Schichten, mit dem tiefen Graben des mit Weiden begleiteten Sarbie Baches. Die dritte Zone wird durch einen an der Nordseite mit Fichten geschmückten niedrigen Rückenstreifen von (unterkarbonischen?) quarzitischen und kieselreichen Sandsteinschiefern gebildet (K). Im Hintergrund die helle Kalksteinwand des Sarbie Berges, mit einem Bruch (starker Pfeil) im Osten. und flachem Rumpflächenrücken, letzterer durch eine punktierte Linie ergänzt (Km 3). 1: Aussichtspunkt (2600 m) d. Abb. 43. 2: Aussichtsp. d. Abb. 2580 m.

ähnliche Brüche erlitt. Die Verwerfungen schneiden sich in spitzen Winkeln. Infolge dieser Verwerfungen kamen lange, gerade Hügelreihen zustande, wie sie sonst von den oberflächlichen

Eriosionsfaktoren nie gebildet werden. Die tektonische Grundlage in der Ausbildung dieser Hügelreihen wird auch dadurch betont, daß die Achsen der einzelnen Hügelreihen miteinander einen leicht erkennbaren Winkel aufweisen.

Der Narin-Fluß fließt, nachdem er den Sarbie-Berg erreichte, wieder gerade nach Westen. Hier setzt sich die SW—NO-liche Akkija-Sarbie-Verwerfung ohne Biegung in die Richtung 240° fort. Sie schneidet das Westende des dritten und vierten Grates ab und verschwindet dann unter der großen Schottermenge, die vom Aktal-Grat ins Becken herunterkam. Von der Gegend der Im Atbaschi-Mündung läuft eine andere Verwerfung in die Richtung 260°. Infolgedessen entstand eine Stufe, die immer breiter wird und in 33 km Entfernung, bei der Kreuzung des Karabük-Tales, bereits 7 km Breite aufweist. Auf dieser Stufe treten die Reste der Hanhai-Tafeln noch hier und da ans Tageslicht, im allgemeinen aber herrschen schon die breiten Felder des pliozänen grauen Schotters vor. Die wichtigste Erscheinung, die durch diese nach 260° verlaufende Verwerfung zustande gebracht wurde, ist jedoch nicht diese Stufe, sondern die schmale Hügelreihe, die in diesem Becken einer chinesischen Mauer ähnlich wirkt. Unweit des kleinen im Jahre 1908 gegründeten russischen Dorfes Kulanak ist das Ostende dieser Hügelreihe. Das Westende befindet sich im Alabuga-Tal. Ihre Länge kann daher auf etwa 85 km geschätzt werden. Obwohl eine kleine Abweichung von der geraden Linie in ihrem Verlauf wahrzunehmen ist, muß sie doch als eine steif und gerade ablaufende Richtung betrachtet werden. Es ist nämlich außerordentlich auffallend, daß in einem so weichen Gesteinsmaterial eine so lange Verwerfung sich ausbilden konnte. Diese Tatsache kann nur damit erklärt werden, daß der Boden des Großen-Narin-Beckens eine Hauptverwerfung erlitt, die auch das Grundgebirge erreichte und dadurch auch die pliozänen Schichten, deren Mächtigkeit mehrere hundert m erreicht, mit verworfen wurden.

Die dritte Verwerfung verläuft in der Richtung 275—280°; auch sie ist recht lang. Wahrscheinlich läßt sie sich bis zum Togustorau-Becken nachweisen. Ich konnte sie jedenfalls nur bis Kurtka, also in etwa 50 km Länge verfolgen. Der Narin folgt überall dieser Verwerfung. Nördlich des Narin befinden sich noch ähnliche Verwerfungen, die auf eine Erweiterung der oben erwähnten Verzweigung hinweisen. Aus großer Entfernung, von der Gegend des Sarbie-Berges, konnte ich nämlich auch hier — allerdings stark zerrißene — Hügelreihen beobachten, die eine

in der Richtung 300° ablaufende Achse verraten. Auf Grund dieser Tatsachen vermute ich, daß das Große-Narin-Becken eine spätpliozäne oder diluviale Senkung erlitt, deren Verwerfungen in der östlichen Ecke des Beckens, in der Nähe von Narinskoje, radial zusammenlaufen.

Der Eingang des Bugantal-Tales ist an der Poststraße von Narinskoje, hinter den Werststein 51, Durch dieses Tal werden von einer in 280° ablaufenden Verwerfung die nach Norden einfallenden Schichten des roten, tonigen Tones hinter der Terrasse des Narin abgeschnitten. Mehr nach innen, blieb zwischen den Bruchlinien der in 260° Richtung verlaufenden Verwerfung eine schmale Tafel bestehen. Hier fallen die Schichten nach beiden Seiten so, wie sie von der Senkung mit geschleppt wurden. Südlich der Hügelreihe, zwischen den in 260° und in 240° verlaufen-

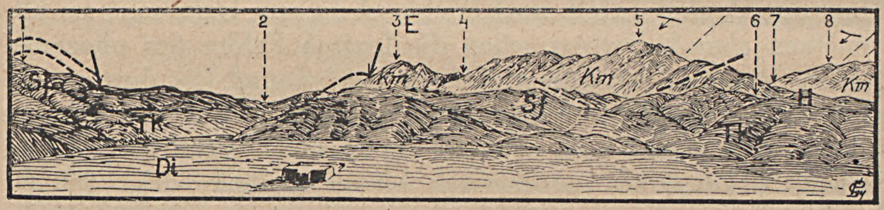


Abb. 45. Die kulissenförmigen Oberkarbonkalkstein-Schollen (Km) zwischen dem Großen-Naryn und Atbaschi Becken. Der Aussichtspunkt liegt im Karabük Tal (1800 m) an der Talenge, welche durch den Emirschach-Tau in das Gr. Naryn-Becken hinausführt. 1: Emirschach-Tau. 2: Suluk Schotterfeld (1950 m). 3: Sarbie Berg. 4: Kulanak Schlucht. 5: Suluk Berg. 6: Suluk-Kaptschagaj Tal. 7: Ulan-Bel. 8: Aktal-Tau. Die ganze Landschaft stellt eine Abbruchsstufe am Rande des Gr. Naryn Beckens dar. H: Hanhai-Konglomerat Scholle. Sf: Salzton, Mergel und Sand-Formation der neogenen Naryn-Schichten eine Fazies der Artysch-Schichten. Tk: Altdiluvialer Deckenschotter. Di: Jungdiluviale Beckenausfüllung, Seeablagerungen mit einem Kischlak. Die jungpliozänen Flexuren sind durch gestrichelten Linien gekennzeichnet.

den Verwerfungen, hat sich ein breiter welliger Rücken ausgebildet. Auch er besteht aus den Schichten des roten Tones und des rötlichen Sandes. Hinter der nach 240° ablaufenden Verwerfung befinden sich die vom Kalksteinkonglomerat und hellgrauen oberkarbonischen Kalkstein aufgebauten Berge. Die Schichten fallen nach Norden ein.

Der rote Rücken vom Bugantal dürfte eine durchschnittliche Höhe von 2100 m besitzen. Die rote Hügelreihe, die den Rücken im Norden begrenzt, setzt sich ohne Unterbrechung nach Westen fort, während der Rücken vom Bugantal westlich des Bugantal-Tales in der Querrichtung plötzlich als ein Rand aufhört und

nachher ein breiter Seeboden folgt, das Karabük-Becken. Abb. 45 soll den Bau dieser Landschaft veranschaulichen. Die Karbonkalksteintafeln des Narin-Mittelgebirges fallen mit der üblichen Gleichmäßigkeit als große Platten gegen das Becken. Im Bugantal befinden sich vor ihnen die kurzen Stücke eines grauen Kalksteinkonglomerats so, wie auch am Narin-Berg. Parallel mit diesen, jedoch mehr gegen das Innere des Beckens, sieht man die niedrigen Horste eines grellroten, manchmal karminroten Konglomerats. Dieses Konglomerat ist älter als die Narin-Schichten, oder aber es bildet das untere Glied dieser Schichtserie. Es wurde von den Narin-Schichten bedeckt. Die Narin-Schichten werden im Bugantal durch ziegelroten Sand und Tonschichten vertreten. Weiter nach Norden bis Aktal kommt Salzton, darüber gipsführender Ton und oben Mergel vor. Der diluviale Schotter ist im ganzen Gebiet zwischen dem Aktal-Tau und der Hügelreihe von Emirschak verbreitet, als wenn das Gebiet von einer Sintflut überflutet worden wäre. Dieser fluviatile Schotter, dessen Mächtigkeit etwa 30—50 m beträgt, kommt jetzt nur noch an den Hügeln und an den Rändern der Ebenen vor. Als Rest der lakustrischen Ablagerungen bedeckt eine sehr mächtige Sandschicht das in den diluvialen Schotter eingesunkene Becken.

Die Verwerfung vom Bugantal schnitt also mit ihrer N—S-Linie die Hanhai-Tafel des Bugantal sowie den vierten Grat des Narin-Mittelgebirges ab. Vermutlich kam durch sie ein Riß für das Wasser des Ulandscheilö zwischen dem vierten und fünften Grat, ferner für das Dscheilö oder Srt zwischen dem fünften (Aktal-Tau) und sechsten (Kojkagar-Tau) Grat zustande. Mir kam es nämlich so vor, daß an diesen Graten genau hintereinander tiefe Spalten, Schluchten, vorhanden sind. Der Bach, der durch die Schluchten fließt, wird Ssuuk oder Sujok-Kapschagaj genannt.

Westlich vom Ssuuk-Kapschagaj entfaltet sich in seiner ganzen Ausbreitung das Bild des Großen-Narin-Beckens. Abgesehen von der bereits erwähnten langen und geraden Hügelreihe kann das Becken vor hier aus bis zum Alabuga, im Süden bis zu den Bajbitsche-Tau und Aktal-Tau genannten Karbonkalksteingraten, im Norden weit über den Narin-Fluß bis zu den Sonkulbasch- und Buralbasch-Bergen, als ununterbrochen und einheitlich aufgefaßt werden. Dieses ganze Gebiet wurde ausschließlich von lakustrischen und fluviatilen Ablagerungen ausgefüllt. Hier ist das Hauptbecken. Die Südhälfte des vom Narin-Fluß an gerechnet 28—30 km und bis zum Nordland gerechnet 40—45 km breiten Beckens möchte ich durch einige Profile charakterisieren.

Das Becken wird von vier Bächen durchquert, die vom Aktal-Tau in den Narin fließen. Die Namen dieser Bäche sind: Karabük, Aktal, Terek, Mukatschi. Der Karabük tritt nach meiner Schätzung in 2200 m Höhe von der Karbonkalkstein-Schlucht des Aktal-Tau heraus. Vor dem Aktal-Tau ist hier eine etwa 8—9 km breite Hügellandschaft, deren Höhe 2200—2300 m beträgt. Diese Hügellandschaft wird offenbar von Schotter und Sand aufgebaut. Außer dem Karabük-Bach wird die Umgebung noch von 7—8 tiefen Gräben durchquert, in denen glatte Abhänge von umgelagerten Schuttmaterial vorhanden sind. Nur Wildbäche sind in diesen Gräben. Sie alle ziehen nach dem diluvialen Seeboden von Karabük; der östlichste Graben schnitt in den Seeboden eine tiefe Schlucht ein. Die Höhe der Hügelreihe, die den diluvialen See aufstaute, beträgt 2100 m. Der Grund des durch sie geschnittenen Tores liegt in 1800 m. Das Wasser tritt vom Schotter des Seebodens über dieses Tor, sodaß hier um das Tor Ackerfelder und mehrere Kischlak der Kirgisen zu sehen sind, wie eine Oase in der Wüste. Der Karabük erreicht den Narin hinter diesem Tor, nachdem er die Antiklinale der von Salzton und sandigem Mergel aufgebauten Hügelreihe und die von denselben (miozänen?) Schichten aufgebaute Hügellandschaft durchquert.

Zwischen den Tälern des Karabük und Aktal befindet sich als westliche Seite des diluvialen Seebodens ein fast 2100 m hoher Rücken, der von wechsellagernden Ton- und Sandschichten aufgebaut wird. Der Seeboden von Karabük kann nur durch eine späte nachträgliche örtliche Senkung zustande gekommen sein. Von diesem Rücken wurde das Lichtbild gemacht, das ich bereits veröffentlichte (11 — S. 324). Infolge der Erosionstätigkeit von Regen und Wind ist der Rücken ein unbefahrbares Grabenlabyrinth geworden.

Der Aktal entsteht aus dem Zusammenfließen zweier Bäche in 1870 m Höhe. Hier sieht man einige Häuser des Aktal-Kischlak sowie die Quelle Aktal-Masar. Die beiden Bäche durchbrechen den Kalksteingrat des Aktal-Tau. Der glatte Kalksteinrücken des Aktal-Tau weist eine abgetragene Oberfläche auf. Die heutige Lage dieser langen Rumpffläche kann nur mit einer gegen das Becken erfolgten Kippung erklärt werden. Diese Struktur steht im Tienschan nicht allein. Die Umgebung des Aktal-Kislak ist übrigens ein rundliches Sandbecken, das ebenfalls ein diluvialer Seeboden zu sein scheint. Am Rande dieses Beckens steht der höchste Punkt der inneren Hügelreihe des Großen-Narin-Beckens,

der Emirschak-Berg. Seine Höhe schätze ich auf 2500 m. Der ganz weiße Sand des Beckens liegt auch heute noch ganz horizontal. Seine Mächtigkeit erreicht fast 100 m. An Stellen, wo ihn das fliessende Wasser nicht mehr erreicht, wird er am Rande des Beckens von einem stark rötlich gefärbten Schotter bedeckt.

Der Terek-Bach durchbricht die Hügelreihe am Westfuße des Emirschak-Berges. Zwischen dem Aktal und Terek ist ein etwa 5 km breiter Sandrücken. Die Höhe der Sandhügel erreicht eine Höhe von 2100 m, Aktal-Kislak liegt in 1870 m, die Sohle des Terek-Tales in derselben Linie in 1950 m. Der Sand ist ein horizontal gelagertes lakustrisches Sediment. Der Terek weist hier einen Unterlaufcharakter auf, er schneidet sich in die Talsohle kaum ein und besitzt keine Terrassen. Mehr nach unten aber kommen zwei Terrassen neben ihm vor und der Bach erodiert hier in den lakustrischen Ablagerungen ein breites Bett. Die zwei Terrassen weisen darauf hin, daß die Erosionsfähigkeit des Baches sich zyklisch verändert, bezw. zweimal veränderte. Von hier an kommen nach Westen hin bis zum Rande des Beckens nur Täler von dieser Natur vor.

Die Mächtigkeit der horizontalen Sandschichten am Rücken zwischen Aktal und Terek beträgt mindestens 200 m. In diesen Sandrücken sank ein jüngeres Becken ein, in dessen Tiefe Schotter, Sand und mit Kalk zusammenzementierter Sand wechsellagern. Oben ist eine 4—6 m mächtige Decke eines lößhaltigen Tones (Gestein Nr. 12). Die glatte Oberfläche dieses lößhaltigen Tones, der dem Infusionslöß der Großen Ungarischen Tiefebene ähnlich ist, zeigt die Ausdehnung eines diluvialen oder vielmehr altalluvialen Sees von einem Durchmesser von 7—8 km. Ein kleiner Tümpel ist auch heute noch im Gebiete dieses lößhaltigen Tones vorhanden. Er wird Khak-Köl genannt. Einige Sandhügel auf dem Seeboden vertreten die Reste der Oberfläche vor der Senkung. Die Wasserscheide des Mukatschi-Tales, westlich des Seebodens, ist ebenfalls ein Rest des Schotterfeldes, das vom Aktal-Tau herunterreicht. Das Schotterfeld erstreckt sich bis zu der Hügelreihe des Emirschak-Berges. Wenn man die an der Stufe zwischen der Emirschak-Hügelreihe und Aktaltau festgestellten Daten zusammenfaßt, kann folgende Entwicklungsgeschichte geschildert werden. Das Hauptbecken des Großen-Narin-Beckensystems entstand infolge des Einsturzes eines Karbonkalkstein-Tafelgebirges, das von einem roten (hauptsächlich grobkörnigen) Hanhai-Konglomerat bedeckt und dessen Oberfläche bereits abgetragen war. Durch die Senkung dieses Gebirges wurden die Hanhai-Schichten

angegriffen. Die ältesten Bildungen nach der Senkung im Senkungsgebiet sind Salzton und gipshaltiger Mergel. Die Senkung setzte sich auch nach der Ausbildung des Sees fort, infolgedessen ist die salz- und gipshaltige Schichtserie vermutlich miozänen Alters, durch die von Osten nach Westen divergierenden Brüche in Stufen gegliedert, bezw. schnitten die Brüche zwischen zwei Stufen eine höher gebliebene lange Tafelscholle aus. Die Tafelscholle erlitt Druck und auch etwas Faltung. Die Tafelscholle wird nach ihrem höchsten Gipfel Emirschak genannt. Die Ausbildung der Stufe hinter der Tafelscholle wurde von zweierlei Faktoren beeinflußt. Der eine Faktor war die Beckensenkung im Gebiete der Stufe, der andere die erodierende und sedimentierende Tätigkeit des vom südlichen Randgebirge des Hauptbeckens, vom Aktal-Tau abfließenden Wassers. Hinter dem Damm der Emirschak-Hügelreihe entstand eine Stufe und so kam ein für pliozän gehaltener Süßwassersee zustande. Die Ablagerungen dieses pliozänen Sees bestehen aus Schotter, Sand, kalkigem Sand und sandigem Ton. Der Umstand, daß die durchschnittliche Höhe der

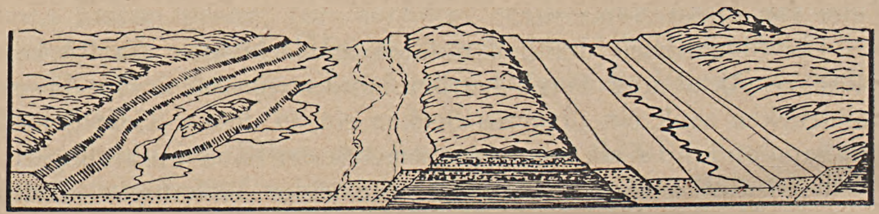


Abb. 46. Schematisches Bild der Schottersteppe Bürlü. Rechts im Hintergrund ein Restberg (Emirschach Zeugenberg) der neogenen Salzformation.

pliozänen Ablagerungen in 2100 m ist, weist auf einen einheitlichen See hin. Der See wurde jedoch durch das zeitweise und stellenweise große Schuttmaterial der Flüsse von Aktal-Tau gestört und diese Störung übte auch auf die Natur der Sedimente des Sees einen Einfluß aus. Die Stufe ist dann durch die Schotterstreifen, die auch die Emirschak-Hügelreihe erreichen, sowie durch Ablagerungen der pliozänen-diluvialen Bäche zergliedert worden. Die Schotterkegel, Schotteranhäufungen und die lakustrischen Sande füllten dann den See auf der Stufe auf. Nach der Auffüllung sanken aber wieder kleinere Becken ein. Die Senkung scheint hier ein ständiger Vorgang gewesen zu sein, sodaß hier eine Seenreihe entstand. Die Seen, die aller Wahrscheinlichkeit nach im Jungdiluvium zustande kamen, wurden abgezapft oder ebenfalls aufgefüllt. Die glatte Oberfläche der Seeboden vom Karabük, Aktal

und Khakköl weisen darauf hin, daß diese drei Seen infolge einer Abzapfung trocken geworden sind. Die Abzapfung erfolgte durch die in die Emirschak-Hügelreihe eingeschnittenen Spalten. Der letzte Vorgang war die Segmentierung in der Querrichtung durch die Bäche, die trotz der zwei Terrassen altalluvial sein mag und sich auch im jüngeren Alluvium fortsetzte. Das Bild der letzten Bildung wird — etwas skizzenhaft — in Abb. 46 gezeigt.

Der Bau der Stufe zwischen der Emirschak-Bruchlinie und der Bruchlinie an dem Narin-Fluß entlang kann nur auf Grund eines Querschnittes im Risse des Aktal-Tales sowie auf Grund meiner am rechten Ufer vorgenommenen Besichtigung geschildert werden. Scheinbar ist die ganze Stufe ein Seeboden, der nicht viel höher als 200 m über dem Narin liegt und aus miozänen Salzton und Mergelschichten aufgebaut ist und nachträglich von Regen, Wind und einem dichten Netz von Wasserrissen stark zergliedert wurde. Die Hügellandschaft ist ganz kahl, steil, sarg- und höckerförmig, von zahlreichen Schluchten durchsetzt und besteht aus lauter Stufen. Die Stufen kommen dadurch zustande daß hier dünne Schichten von verschiedener Härte vorhanden sind. Auch die Stufen werden von den Rissen des Regenwassers durchsetzt. Stellenweise sind kesselförmige Becken und in ihnen kleine Seen zu sehen. Der Salzton (Nr. 15) charakterisiert im allgemeinen die untere, der Mergel (Nr. 13) die obere Schichtserie. Der dünnschieferige sandige Mergel führt ziemlich viele Blattabdrücke und Reste von pflanzlichen Teilen. Diese Tatsache weist darauf hin. daß der See in einem Gebiet mit feuchterem Klima zustande kam, als das Klima zur Zeit der Bildung von den Hanhai-Schichten gewesen war.

Der Abschnitt des Hauptbeckens zwischen dem Bajbitsche-Tau und dem Alabuga-Fluß zeigt ein anderes Bild. Hier fehlt bereits die Kulisse des Aktal-Tau. Der bedeutend höhere Bajbitsche-Tau besitzt kein Vorgebirge gegen das Hauptbecken. Der Bajbitsche-Tau selbst ist ebenfalls ein Karbonkalksteingrat, wie der Aktal-Tau und seine erwähnten fünf Genossen, und bildet eine Kulisse hinter dem Aktal-Tau wie diese hintereinander. Die Hauptmasse des Narin-Mittelgebirges ist sozusagen noch völlig unbekannt. Dies gilt vom geographischen wie auch vom geologischen Gesichtspunkte aus. Alles, was über dieses (von Suuk-Kapschagaj bis Arpa-Schlucht gemessen) rund 100 km lange und 30 km breite Gebirge gesagt werden kann, ist in ein paar Sätzen zusammenzufassen. Es kann lediglich nur sein Umriß bestimmt werden. Seine Form auf der Karte ist der seines südlichen Nach-

barn, des Üjürmen-Tau, auffallend ähnlich. Die doppelgegliederten Grate des Aktal-Tau und Bajbitsche-Tau an der Nordseite, der SW—NO-lich streichende Kojkagar-Tau und daneben der W—O-lich streichende Djamandawan-Tau an der Südseite bilden alle die steilen Ränder von flachen Becken. Hinter diesen steilen Rändern dürfte ein stark zerbrochener breiter Rücken vorhanden sein, da man hier keine emporragenden Gipfel beobachten kann und die Kirgisen behaupten, daß hier breite Rücken zu sehen sind. Auch das Innere des Gebirges wird Orto-Srt genannt. Der Djamandawan-Kojkagar-Grat ist genau so der Rand eines großen Plateaus, wie der Grat Bajbitsche-Aktal. Der Kojkagar-Tau erhielt nur infolge der Winkeldiskordanz seiner Verwerfung eine andere Streichrichtung. Wie der Üjürmen-Tau wird auch das Gebirge des Orto-Srt an seiner Ostseite von einer Verwerfung abgeschnitten. Osten-Sacken, der einzige unter den Forschern, der von seinen Beobachtungen aus dieser Gegend einiges veröffentlichte, stellte die Höhe des Djamandawan-Passes in 3930 m Höhe fest. Ich sah das Gebirge von den Bergen in der Umgebung von Arpa aus und nehme an, daß hier keine Gipfel mit einer Höhe über 4200 m existieren. Es wird behauptet, daß die südlichen Grate von keinem Bach durchbrochen werden, sämtliche Bäche des Orto-Srt laufen also nach Norden. Meinerseits kann ich dies nur vom Tutkuj-Fluß behaupten. Weder die Wassermenge noch das Maß vom Tutkuj ist aber so groß, daß dieser Fluß allein sämtliche Wasser des Orto-Srt führen kann. Im Abfluß steht er also wahrscheinlich nicht allein. Man muß annehmen, daß in dieser Arbeit im Osten die Flüsse Mukatschi, Terek, Aktal, im Westen vielleicht auch der Fluß Darsawa teilnehmen. (Taf. II.)

Der Bajbitsche-Tau ist bis 3000 m Höhe durch seine eigene Schotterzone bedeckt. Das Hauptbecken beginnt hier also sehr hoch, u. zw. mit einer Schotterwüste. Die große Schotterwüste zwischen dem Fusse des Bajbitsche-Tau und dem Bette des Alabuga wird *Bürlü* genannt. Über der Sohle des Bajbitsche-Tau liegen Zirkus-Täler mit Rinnen in 3000—3200 m Höhe, von denen anzunehmen ist, daß sie infolge der Gletschererosion entstanden sind. Auch die Annahme kann berechtigt sein, daß im Akkija-Stadium, während das ganze Orto-Srt vereist war, von ihm eine große Menge Schotter in das verhältnismäßig sehr tiefe Becken gelangte. Tatsache ist, daß von der Sohle des Gebirges bis zur Linie des Alabuga-Beckens (2200 m bei Kaschka-Su und 1500 m bei der Mündung) eine einheitliche Böschung ausgebildet ist. Die Grenze des Abhanges bildet im Osten das Mukatschi-Tal, im

Westen wird der Abhang schmaler und keilt sich bis zum Kaschka-Su aus. Seine größte Breite beträgt 37 km. In der Mitte des Abhanges zieht — kaum bemerkbar — die Emirschak-Hügelreihe durch, auch entlang des Narin-Flusses kommt die Hügelreihe in der Verwerfung zum Vorschein, diese beiden Dämme werden jedoch so mächtig vom diluvialen Schotter bedeckt, daß der Bürlü im Großen und Ganzen als einheitlich betrachtet werden kann. In diesen Abhang wurden seit der zweiten Hälfte des Diluviums parallel ablaufende oder ein wenig divergierende breite, strassenförmige Täler mit einer glatten Sohle und steilen unterwaschenen Wänden erodiert. Diese Täler beherbergen manchmal auch einen Bach. Meistens befindet sich aber in ihnen kein Bach, es ist sogar eine vollkommene Wüste hier ausgebildet. Die Täler sind sehr tief. Sie schließen auch die miozänen lakustrischen Ablagerungen auf.

Den Bürlü befuhr ich zuerst in der ersten Hälfte des Juni 1906 und dann im Oktober 1909. Meine Route kann in drei Abschnitte geteilt werden. Der eine davon führt von der Einmündung des Djirgetal-Grabens (1900 m) durch diesen Graben bis zum Fusse des Bajbitsche-Tau (3000 m) und von hier schräg über den Bürlü bis zum Emirschak-Berg. Der zweite vom Emirschak-Berg, vom in 1950 m Höhe liegenden Punkte des Terek-Tales gerade nach Westen bis zum in 2180 m Höhe liegenden Punkt des Tutkuj-Tales und von hier hinunter zum Alabuga (1770 m); der dritte entlang des Alabuga von Kaschka-Su bis zur Mündung des Darwasa.

Der untere Teil des Djirgetal-Grabens (16 km lang) war zur Zeit meiner Reise ganz trocken, nur die weißen Schotterbänder wiesen darauf hin, daß hier manchmal Wasser läuft. Der obere Teil wurde jedoch von der Seite des Bajbitsche Tau durch drei Täler mit Wasser gespeist. In einer 9 km langen Strecke erodierte sich der Graben an dem Fusse des Berges entlang und schnitt dadurch die diluviale Schotterzone vom Berge ab. In 2450 m Höhe erreicht er dann die gerade Straße, die dann zum Alabuga hinunterführt. Die Oberfläche, in die der letztgenannte breite Graben erodiert wurde, besteht aus drei Zonen. Die obere Zone stellt in 2500—2800 m Höhe ein recht zerbrochenes Badland dar, das aus einem gelblichen Konglomerat, darüber Mergel und aus den wechsellagernden dünnen Schichten von einem Mergel mit reichem Tongehalt und einem kalkhaltigen Sandstein (Nr. 14.) besteht. In der Nähe des Bajbitsche-Tau weisen diese Schichten noch einen Einfallwinkel von 30—40° auf, sie fallen gegen den

Alabuga, dann neigen sie sich allmählich sanfter und zum Schluß lagern sie schon horizontal. Gegenüber den horizontal lagernden Schichten des rechten Ufers fallen dieselben Schichten am linken Ufer unter 20° nach dem Bajbitsche-Tau. Auf Grund dieser Tatsache kann angenommen werden, daß der lange Djirgetal-Graben sich in einer Verwerfung befindet, womit auch seine gerade Linie erklärt werden kann. Etwa in der Mitte des Grabens ist eine Querverwerfung vorhanden. Hier biegen die Schichten des gelben Konglomerats nach oben, darunter treten die mit ihnen parallel lagernden Schichten des Salztones und des gipshaltigen Mergels ans Tageslicht. Hinter der Verwerfung liegen die mergeligen Schichten wieder horiztonal. Hier ist auch schon die Oberfläche des Rückens von Bürlü glatt, sie stellt eine gleichmäßige langwei-

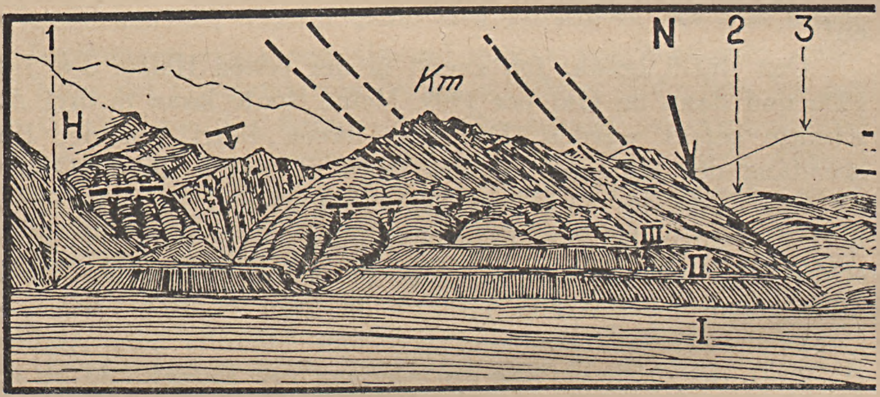
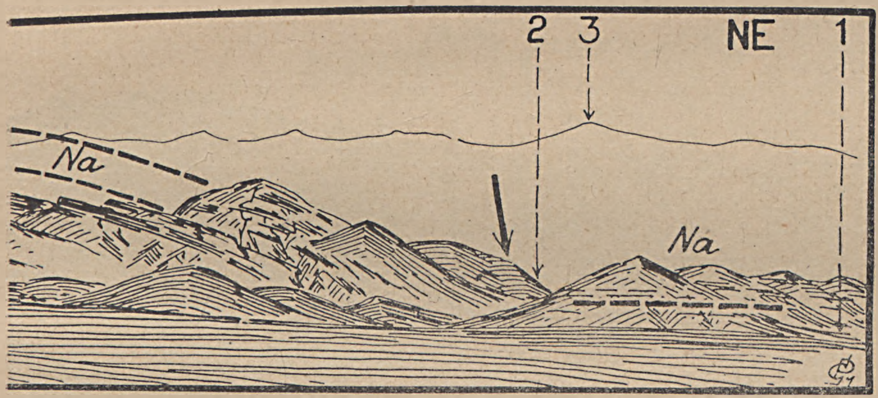


Abb. 47. a—b. Die Berge des Mindjilke an der Mündung des Flußes Alabuga. Karbonkalkstein Schollen (Km) mit steil nach SO fallenden Tafeln, und teilweise von den roten Sandsteinen der Hanhai-Formation (H) bedeckt. Bruchrand (N) durch einen starken Pfeil gekennzeichnet. Na: Restberge d. Salzformation (Naryn-Schichten), teilweise in Flexur, teilweise in ungestörter Lagerung. Die höchsten Strandlinien des Gr. Naryn Sees sind durch horiz. gestrichelte Linien angegeben. 1—1: Alabuga Graben. 2—2. Lage des Naryn. 3—3: Sonkul-Tau.

lige Halbwüste dar, die nur von den tiefen Gräben zerschnitten wird. Man hat hier also mit einer tieferen, durch Verwerfung entstandenen Stufe im Becken zu tun. In der Nähe des Alabuga ist wieder eine Flexur zu sehen, sie ist die zweite Flexur. Die Mergelschichten fallen hier unter 10° unter das Bett des Alabuga, am Rande des Alabuga-Tales befindet sich jedoch eine erodierte, hohe, terrassenähnliche Wand.

Soweit ich beobachten konnte, weisen die mit dem Djirgetal benachbarten Gräben dasselbe Bild auf. Diese sind der Reihe

nach: Bülkildak, obwohl dieser Graben nur von den zerrißenen Hügeln des Obermiozäns hervortritt, Tscholokkajin, Akterek (dessen ausgiebige Wassermenge von der Kongirtschak-Oase zur Berieselung verwendet wird), Sitti-Bulak, Darwasa und Tutkuj. Das obere, diluviale Schotterfeld besteht lediglich aus Karbonkalkstein. Wie ich beobachten konnte, liegen die mergeligen Schichten im Tutkuj ganz horizontal. In den höheren Teilen neigen sie ein wenig nach dem Alabuga, in der Nähe des Alabuga jedoch, weil vielleicht hier schon der Grund des Urbeckens war, liegen sie auch heute noch horizontal. Weiter nach dem Narin hin ist die Landschaft wieder unruhiger: zerrissene Hügel und die größeren Störungen der miozänen Schichten sind hier wahrzunehmen.



Der Alabuga-Fluß liegt mit seinem tiefen Graben in einer einzigen mächtigen Verwerfung. Diese Verwerfung wird auch dadurch bestätigt, daß die Struktur der beiden Hügelreihen an den Seiten des Flusses voneinander abweicht. An der Ostseite zwischen dem Djirgetal und Kaschka-Su fallen die Narin-Schichten nach dem Djirgetal oder aber nach rückwärts. Die Achse der sanften Falten läuft also in NW—SO-licher Richtung ab. An der Westseite aber fallen sie hier nach O, manchmal nach SO, also gegen den Alabuga. Unter dem Djirgetal bis zur Mündung des Alabuga lagern die Narin-Schichten fast ganz horizontal, aber auch hier stimmen sie an den beiden Seiten nicht überein. Die Westseite ist der Ostseite gegenüber höher, stufenähnlich. Der Abbruch des Alabuga kommt am Ostende des Akschirjak-Tau ganz deutlich zur Geltung, wo eine sanfte Falte der Narin-Schichten zu beobachten ist (Abb. 47). Das Ostende des Akschirjak-Tau ist in kleine Karbonkalkstein-Schollen zergliedert. Über den Schol-

len lagern mächtige Hanhai-Tafeln. Die Schollen werden bis etwa 2100 m Höhe von Narin-Schichten umrandet. In diese ist dann das breite Tal des Alabuga eingegraben. In seinem Habitus und seiner Ausbildung entspricht dieses Tal vollkommen den beschriebenen Nebentälern, nur seine Maße sind größer. Auch der Alabuga erodierte einen breiten Weg in die Narin-Schichten des Hauptbeckens. Der Unterschied besteht nur darin, daß die Nebentäler keine oder höchstens 1—2 Terrassen in ihrem Unterlauf besitzen, während der Alabuga in der Nähe der Monagildi—Mündung 6 große Terrassen aufweist. Am Ostende des Akschirjak konnte ich 3 Terrassen beobachten (Abb. 47).

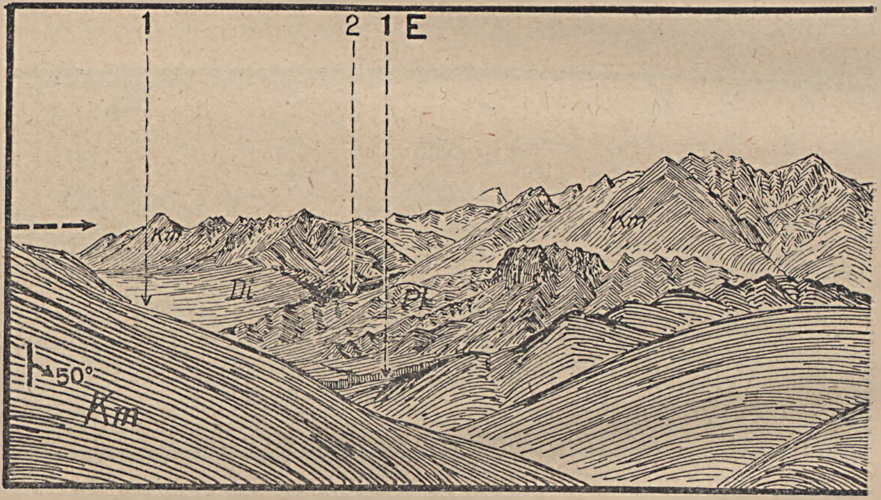
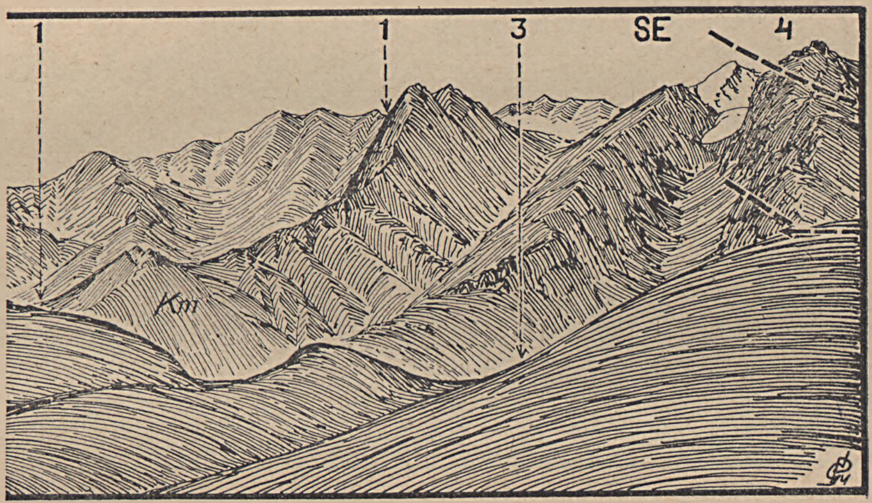


Abb. 48. a—b. Der westlichste Abschnitt des Djaman-Dawan-Tau und das Alabuga Tal. 1—1: Alabuga Tal. Zwischen E (Ost) und SE (Südost) die Arpa Schlucht. 2: Kaschka-Su Tal. 3: Bitschan-Su Tal. 4: Urtak Gebirge. — Zwischen der Arpa Schlucht und dem Kaschka-Su Tal der Djaman-Dawan-Tau, und weiter östlich der Bajbitsche-Tau sind durchwegs Karbonkalkstein-Gebirge. (Km). Pl: Plioz. Schotter. Di: Die altdiluviale Schotterfläche der Bürlü Steppe. Aussichtsp. ist der Schar-Bel (3100 m).

In der Nähe der Monagildi-Mündung liegt der Schapalak-Berg. Er ist den übrigen Bergen ähnlich, nur infolge der Erosion des Alabuga erscheint er etwas markanter. An diesem Berg bilden die Narin-Schichten in der Alabuga-Verwerfung eine unter 45° fallende Synklinale, man sieht aber, daß die entsprechende Antiklinale in SW-licher Richtung in die horizontal lagernden Schichten des Hügelrückens übergeht. Nach NW wird die Synklinale von einer Verwerfung abgeschnitten, hinter der die Schichten schon

in horizontaler Lagerung zu sehen sind. Trotz dieser tektonischen Störungen der Narin-Schichten kann festgestellt werden, daß diese Bildungen letzten Endes sich auch heute noch der Gestalt des Hauptbeckens fügen, weil sie eigentlich doch nach dem Inneren des Hauptbeckens fallen. Eine Leitschicht wird wahrscheinlich auch von den zukünftigen Forschungen nicht festgestellt werden, da die sich hundertmal wiederholenden, meistens nur 1—2 dm. dicken Schichten von Mergel, tonigen Mergel, Salzton, tonigen Sand und kalkigen Sandstein sehr ähnlich sind.

Nun möchte ich noch den Beckenrand in der Nähe des Ojkajin-Bergrückens kurz beschreiben. Die aus porphyrischen



Biotitgranit bestehende Gebirgsmasse, die ich an den Rücken Kaldama, Makmal und Ojkajin in einer Verbreitung von 23 qkm beobachtete, gehört zum Grundgebirge der Fergana-Gebirgskette. Sie wurde von einer der NO-Seite der Fergana-Gebirgskette folgenden Verwerfung durchbrochen. Der Kildi-Fluß läuft in der Richtung dieser Verwerfung ab, die Masse selbst wird aber auch von N—S-lichen Verwerfungen getroffen. Mindestens 3 solche Hauptverwerfungen sind nachzuweisen. Durch die eine Verwerfung gelangte die Karbonkalksteinscholle des Kaldama neben die von Narin-Schichten, in diesem Fall vom Flußschotter bedeckte Granitmasse. In die zweite Verwerfung kam der untere Lauf des Kildi-Flusses. Die dritte schnitt im Osten die große Granit-Masse ab und wurde dadurch zum Westrand des Hauptbeckens vom Großem-Narin. Der Ojkajin-Rücken ist 2960 m hoch. An seiner Westseite sind an der Oberfläche der Granitmasse breite Gräben zu sehen. Am Gipfel

kommt Granitschutt vor, der infolge der Tätigkeit der Verwitterung entstand. Gleich hinter dem höchsten Punkt des Gipfels befindet sich die Hauptverwerfung. Sie wird von einem breiten Schuttkegel bedeckt, der sich in die Narin-Schichten des Beckens einschneidet. Der Rand des Hauptbeckens besteht hier aus pliozänem Schotter und Sand. Es sind hier aber auch breite, vom lößhaltigen Sand aufgebaute Rücken vorhanden. Durch tiefe Täler sind diese pliozänen Schutthänge in Hügel zergliedert, aber auch

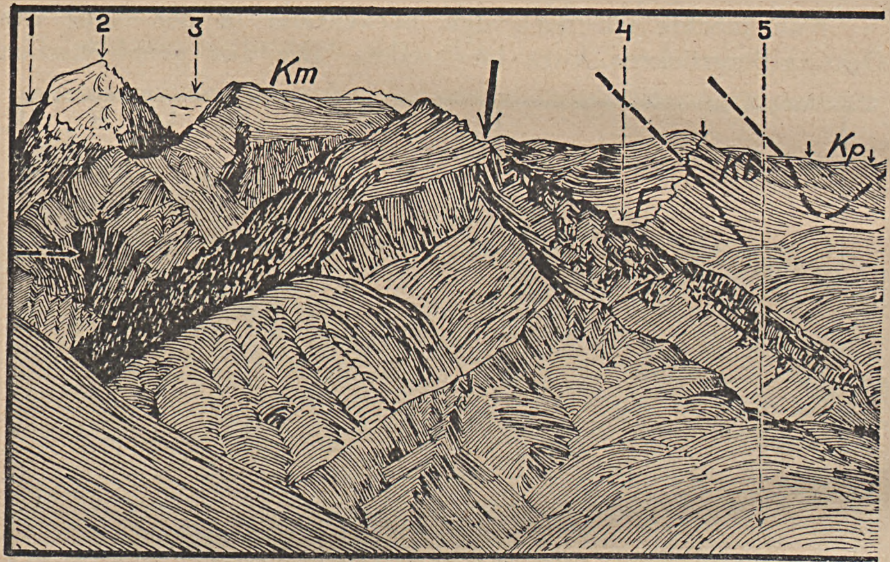
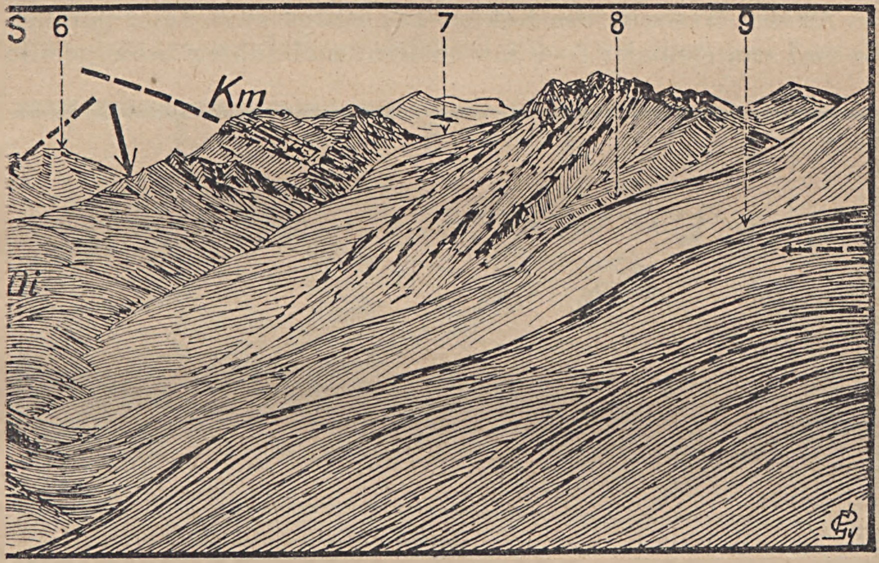


Abb. 49 a—b. Die Gegend des Tschitti-Bel. Aussichtsp. (2600 m) am Südabhang des Schar-Bel. 1: In der Tiefe liegt die Schlucht des Arpa-Kaptschagaj. 2: Urtak Berg. 3: Djaman-Dawan Gebirge. 4: Tüs-Bel (3130 m), der Paß zwischen dem Arpa-Syrt und dem Bitschan-Su Becken, und der Saumweg (durch Pfeilchen gekennzeichnet) des Passes Tschitty (3860 m) und der Tschitty-Hochfläche. 5: In der Tiefe liegt hier das Askasan-Gumbes (2300 m) an der Vereinigung der Bäche Bitschan-Su und Karagandigir. 6: Der höchste Punkt der Tschitty-Hochfläche (3900 m?). 7: Semis Tal und Paß. 8: Karagandigir Tal. 9: Bitschan-Su Tal und Saumweg zum Tschaktschelek-Oj Paß und um Koktan Paß. — F: Quarzphyllit. Kb: Kieselbrekzie. Kp: Tonschiefer. Diese Schichten sind stark gefaltet mit einer Sterichenachse SW — NO. (Gestrichelte Linien). Diskordant flach liegen obenan die oberkarbonischen ungefalteten Brachiopodenkalkstein-Tafeln. Die Hauptverwerfung der Längsschollen, Fergana-Kette genannt, ist mit einem starken Pfeil angegeben. Die (paläogene?) Rumpffläche verbreitet sich gleichmäßig über dem Pack der unterkarbonischen Faltung F—Kb—Kp und über den oberkarbonischen Deckschichten, das Fenster des Grundgebirges bildend. Di: Verwaschene Moränen. Die spärlichen Nadelwaldungen sind möglichst genau dargestellt.

hier ist das Beckeninnere trostloser, wo unter den pliozänen Schichten auch die miozäne Beckenausfüllung ans Tageslicht tritt. Durch Wind und Regen ist dieses Gebiet zu einem Labyrinth von unbefahrbaren Schluchten geworden.

5. *Alaiku.*

In der Alaiku genannten Landschaft befuhr ich wegen der



ungünstigen Schneeverhältnisse der Fergana-Gebirgskette sowohl während meiner Rückreise im Dezember 1906 wie auch während meiner zweiten Hinreise im April 1909, von einigen Abzweigungen abgesehen, dieselbe Route. Der Kara-darja entsteht durch die Vereinigung der Flüsse Alaiku und Karakuldscha. Etwa 30 km östlich von dem Punkt (das Dorf Tokotaj) entfernt, wo die beiden Flüsse zusammenfließen, tritt der Alaiku-Fluß durch eine bedeutende Bruchlinie aus dem Tienschan in das Fergana-Becken ein. Östlich von dieser Bruchlinie bis zum Koktan-Gebirge, genauer bis zur in der Beschreibung des Gebirges erwähnten Ischigart-Bruchlinie, erstreckt sich ein mittelhohes Schollengebirge. Die Ausdehnung dieses Gebirges in W—O-licher Richtung beträgt etwa 70 km. Da ich das Gebirge nur in dieser Richtung durchquerte, kann ich mich mit seiner N—S-lichen Ausdehnung nicht befassen. Als höchster Gipfel erscheint eine Kalksteinscholle, der Baba-Berg. Seine Höhe beträgt nach der russischen Karte 4260 m.

Alaiku ist eigentlich der Name des großen Beckens in der Osthälfte des Gebirges, das unmittelbar unter der erwähnten Bruchlinie des Koktan-Gebirges liegt. Meine Route bestand aus zwei Teilen. Die erste führte mich in das Alaiku-Becken, die zweite durch die Baba-Gebirgsgruppe in die Schlucht des Alaiku-Flusses. Kurz nach meiner Reise untersuchte D. Muschketow ausführlicher dieses Gebiet und teilte darüber zahlreiche Einzelheiten mit, sodaß ich diesmal nur meine Beobachtungen beschreiben möchte.

An der Westseite des Koktan-Tau laufen zwei Täler parallel. Sie sind von einander 5—6 km entfernt und führen beide gerade

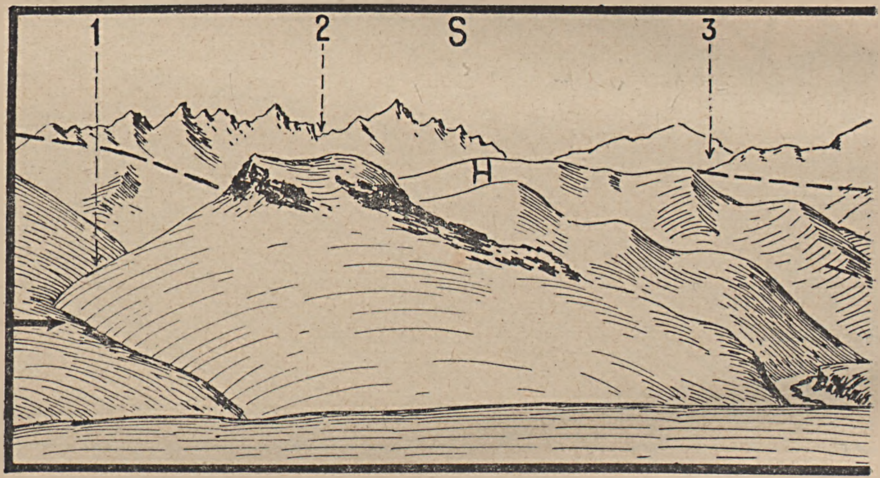
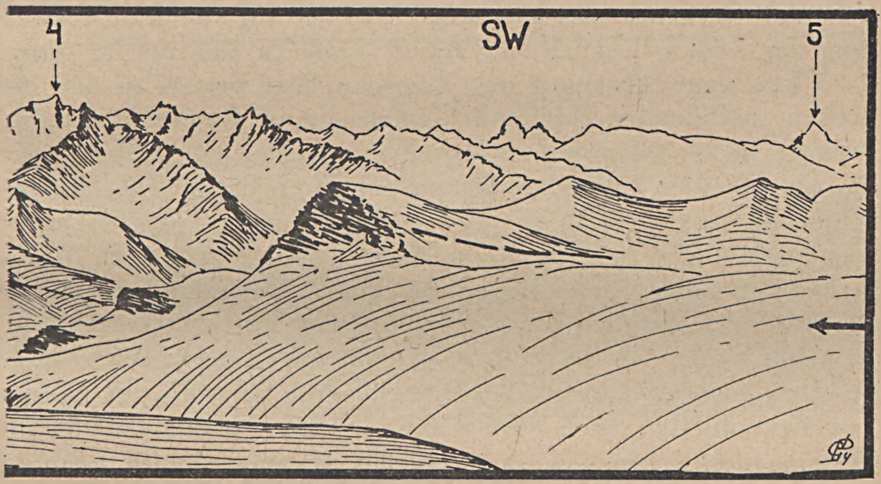


Abb. 50. a—b. Das rote Becken des Alaiku im Winter. Aussichtspunkt: Kelteschura Tal (2700 m). Im Vordergrund in der Tiefe (2540 m) die Stelle der Vereinigung der Flüße Alaiku-Kogart und Tüs-Aschu-Su, also der Ursprung des Alaiku. 1: Arga-Tschorgol Tal. 2: Pass Sawajardin (3660 m). 3: Pass Tart-Kul (3050 m.) 4: Berg Atschik-Tasch. 5: Berg Karaul-Tübe. Unter SW gehören die hohen Bergspitzen zu dem Tjuja Gebirge (um 4500 m). H: Die tiefgesunkene Scholle des Alaiku Beckens, in welcher viele hundert Meter mächtige Schichten der Hanhai-Konglomerate erhalten sind. Diese Schichten fallen gleichmäßig nach NW. (Gestr. Lin.)

nach Westen ins Alaiku-Becken. Das nördliche Tal liegt zwischen den Pässen Djitim und Kogart in einer von Nadelwäldern bedeckten Landschaft. Sein oberer Abschnitt (18 km) läuft bis zum Taltor des südlichen Sujok, der mittlere Abschnitt läuft von hier (9 km) bis zur Ruine der Festung von Aigirbulak, der untere Abschnitt führt bereits nach Südwesten am Rande des Alaiku-Beckens (13 km) und vereinigt sich in 2540 m Höhe mit dem ihm

parallel laufenden südlichen Tal, das unter dem Namen Tüsaschu bekannt ist. (Taf. VIII). Das Tüsaschu-Tal ist kürzer, es schneidet nicht so tief ins Koktan-Tau ein. Ein Ausläufer des Dschehrüj-Plateaus streckt sich nämlich südlich des vorher erwähnten. Kogart genannten Tales nach Westen aus. Dieser Ausläufer wird *Üsgenbasch* genannt. An der Nordseite des Ausläufers befindet sich das Kogart-Tal, an der Westseite wurde vom Tüsaschu im Pleistozän ein breiter Zirkus erodiert, während von der Südseite die in den Ütschtasch-Fluß mündenden Attej-Karatasch und Temirgen Täler auslaufen. Vom Zirkus des Tüsaschu kann man über dem Düjüm-Paß ins Sujok-Karakol und über dem Kalmak-



Aschu (3910 m) ins Ütschtasch-Tal hinüberkommen. Das Üsgenbasch-Plateau ist eine Scholle der N—S-lichen Faltung des Grundgebirges. Es wird hauptsächlich von einem glimmerhaltigen Quarzsandstein (Nr. 2—21) aufgebaut, der auf Grund der bisherigen Forschungen in der Schichtreihe die Devon-Karbon-Grenze vertritt. (Taf. II).

Die Üsgenbasch-Scholle (Taf. II. 40° 20′ Br. und 74° 40′ Lgr.) wird von den erwähnten drei Seiten von rechtwinkligen bedeutenden Verwerfungen begrenzt. Unter den Verwerfungen befinden sich an allen drei Seiten die Tafeln von Angara-Schichten. Im Norden, im Sujok-Kogart-Tal, kommen in der Verwerfung an mehreren Stellen die senkrecht stehenden Schichten eines sandigen, kohlenhaltigen Tonschiefers vor. Im Tüsaschu-Tal tritt ein glimmerhaltiger toniger Sandstein (Nr. 2—20) in kleinen Schollen zerbrochen auf. Diese Schollen sind eigentlich Tafeln, die am

Fuße des Üsgenbasch unter 16—20° nach Westen einfallen, mehr nach Westen aber kommen sie ins Gebiet des Kogart-Bruches und hier fallen sie schon unter 30—45° nach Norden ein. In größerer Höhe (3300—3700 m) liegen die Angara-Tafeln an der Seite des Ütschtasch bereits viel ruhiger, fast horizontal. Dies ist ein Beweis dafür, daß diese Schichten auf der Üsgenbasch-Scholle des Grundgebirges und um sie herum fremdartig liegen. Außer den grünlichen Angara-Sandsteinschichten von Ütschtasch sind die roten Hanhai-Konglomerate solche Deckschichten, die regelmässig gelagert sind. Die Mächtigkeit der Angara-Schichten ist hier recht groß, sie beträgt mindestens 1000 m.

Von der Ruine von Aigirbulak des Sujok-Karakol bis zum Nebental Karagatte des Tüsaschu-Tales ist für die Randverwerfung des Alaiku-Beckens eine gerade Linie zu ziehen. Der unterste 5 km lange Abschnitt des Tüsaschu liegt bereits in den das Becken ausfüllenden Hanhai-Schichten, die am Rande des Alaiku-Beckens in 2—300 m hohen Hügeln seitwärts neben den unter 45° nach Norden fallenden Angara-Schichten liegen. Die Hanhai-Schichten bestehen hier aus einem harten roten Quarzkonglomerat (Nr. 2—19). Die mächtigen unter 10° nach Nordwesten fallenden Bänke bilden gegen das Tüsaschu-Tal niedrige Felsenwände. Westlich des Kogart folgt ein roter kalkiger Sandstein (Nr. 2—18). Diese Bildung ist eine regelmässige Deckschicht des Konglomerats. Sowohl das Konglomerat als auch der kalkige Sandstein dürften vom Norden oder Süden herstammen. da die Gesteine des Koktan-Tau kein solches Material liefern konnten.

Die roten Hanhai-Schichten des Sujok-Kogart-Tales greifen mit einer tiefen Bucht in dieses Tal bis zum Aigir-bulak ein. Vier von Norden ablaufende Täler, von Osten nach Westen der Reihe nach: das Kaschka, Depke, das Große- und Kleine-Balgandi durchqueren die senkrecht gelagerten sandigen kohlenhaltigen Tonschiefer der Angara-Schichten, ehe sie die Hanhai-Schichten des Alaiku-Tales erreichen. Erst an der Ostseite des Tales Kelteschura ist eine N—S-lich ablaufende Verwerfung vorhanden, die vom Abbruch des Grundgebirges vom Koktan-Tau gerechnete dritte Bruchlinie, wo die Hanhai-Schichten das Alaiku-Becken in seiner ganzen Breite einnehmen. Nicht nur die Angara-Tafeln verschwinden hier in der Tiefe, sondern auch das Gesamtbild des Beckens verändert sich hier. Die Breite der Hanhai-Schichten beträgt 18 km. Ursprünglich wurde das Becken bis zur heutigen Isohypse 3400 m von einem roten Sandstein ausgefüllt. Der tiefste Punkt des Beckens befindet sich heute in etwa 2100 m. Die

Mächtigkeit des das Becken ausfüllenden roten Sandsteins ist weit über tausend m, auch wenn sie vielleicht die Differenz zwischen den beiden Zahlen nicht erreicht. Infolge nachträglicher Senkungen kann vielleicht der Beckengrund noch tiefer geworden sein, obwohl ich größeren Einfall als 10° im roten Sandstein nur am Beckenrand beobachten konnte. Die Tafeln des Sandsteins liegen, wie dies auch in der Abb. 50 a—b dargestellt wird, verhältnismäßig ruhig. Die Flüsse erodierten in den Sandstein breite tiefe Schluchten. Sie dürften das ganze Jahr hindurch recht schwer zu befahren sein, da meine Kirgisen mich sowohl im Dezember wie auch Anfang Mai trotz meiner Eile und dem Umstand, daß

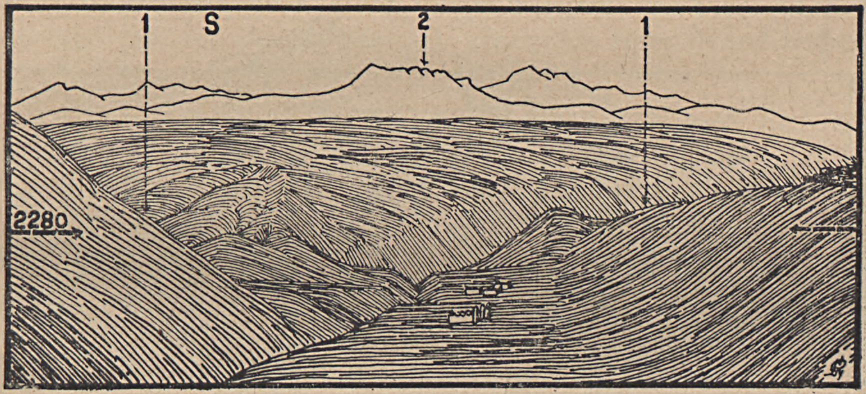


Abb. 51. Das Alaiku Becken aus dem Tschitschirganak Tal, 15 km westlich von dem Kelteschura Tal. Die wellige Hochebene (2500—3200 m) des Einsturzbeckens Alaiku mit tiefer Talung aus der jungtertiären Zeit und mit diluvialen Terrassen. Hochsteppe. an den Terrassen Kischlaks und Grabdenkmäler. Die Hochebene besteht durchweg aus Hanhai-Schichten. Rechts am Bildand dicke Konglomeratbänke. 1—1: Alaiku Graben 2: Berg Karaul-Tübe (S. Abb. 50.)

ich ihre Pferde benutzte, auf hohe Rücken hinaufführten (Arabulak-Paß, 3070 m).

Von der Nordseite des Alaiku-Beckens hat man einen weiten Ausblick über das Alaiku-Becken, wie dies auch in Abb. 51 ziemlich gut dargestellt wird. Aus größerer Entfernung erscheinen die durch die Erosion ein wenig zergliederten Tafeln des horizontal gelagerten Sandsteins als ein einziges Plateau. Die Mitte des Beckens liegt in etwa 2500—2600 m Höhe. Von demselben Aussichtspunkt aus sah ich nach Norden zu eine mächtige rote Wand,

die eine mindestens 20 km lange gerade Linie in der Landschaft bildete. Diese Wand entstand durch das Abschneiden der Enden von mehreren Gebirgsgraten. Dies waren Gebirgsgrate, die aus einer breiten Rumpffläche erodiert wurden (Abb. 52). Nördlich des Alaiku-Beckens befindet sich eine mächtige Gebirgskette, die Balgandi-Gebirgskette. Nach D. Muschketow ist diese Gebirgskette ein Seitengrat der Fergana-Gebirgskette zwischen den Tälern Kogart und Terek. Ihr Ostende ist die Spilitdiabas-Masse des in der Beschreibung des Kurpe-Tau erwähnten Sujok-Passes, ihr Westende die Berge, die im Hintergrund der Abb. 52 zu sehen sind. Von der Struktur der Balgandi-Gebirgskette (die ich nach

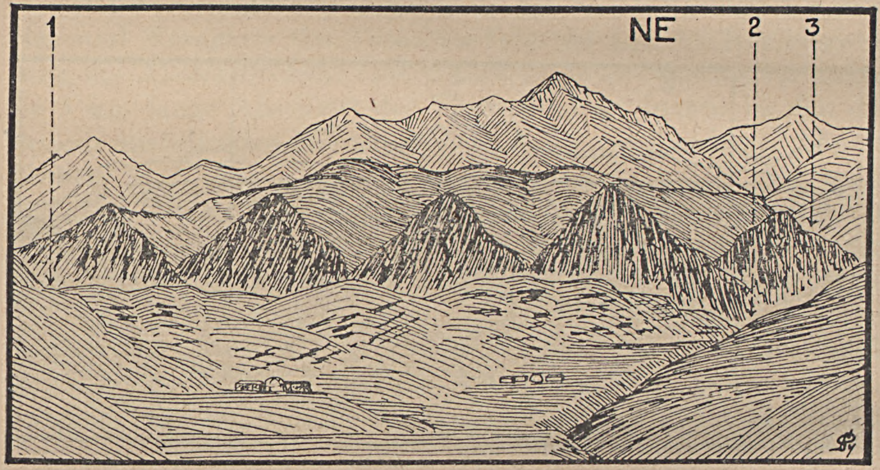


Abb. 52. Die Nordseite des Alaiku Beckens. Der Aussichtspunkt ist der gleiche wie in der Abb. 51. 1: Terek Tal. 2: Usum-Bulak Tal. (S. Abb. 53.) 3: Kapka-Tasch Tal. Im Hintergrund das Balgandy Gebirge. Die mittlere Zone mit einer Rumpffläche ist durch eine scharfe Verwerfung abgeschnitten. An der Verwerfung sehr steil gestellte rote Sandsteinplatten. Im Vordergrund wenig gestörte Hanhai-Schichten, mit diluvialen Terrassen ausgefüllten tiefen Tälern.

dem Namen ihres am meisten bekannten Paßtales so benenne) konnte ich nur so viel beobachten, was ich vom Usunbulak genannten Tal sehen konnte (Abb. 53). Am Gebirgsgrat sind die querstreichenden Schichten der Faltung vom Grundgebirge zu sehen. Daneben befindet sich eine fast horizontal gelagerte Tafel in Höhe von 3500—3800 m. Etwas näher kann man Farben beobachten, die auf den hellgrauen Karbonkalkstein hinweisen. Das Hochgebirge geht nach dem Alaiku-Becken zu in 3500 m Höhe in eine Rumpffläche über. Die Zone dieser Rumpffläche ist etwa

3 km breit. Oben ist in ihr ein tiefer Graben vorhanden. Die Rumpffläche bildete sich an den dunkelroten Sandsteintafeln, die mit einer auffallenden Regelmäßigkeit unter 70 Grad steil nach Süden einfallen. Zweifelsohne entstand diese Rumpffläche als eine Partie der großen Rücken des Alaiku-Beckens. Heutzutage wird sie aber von ihm durch eine starke scharfe und gerade Verwerfung getrennt. Diese Verwerfung dürfte ganz jung sein, keinesfalls älter als diluvial. Diese Tatsache wird auch durch die Frische ihrer Linien verraten. Die verhältnismäßig kleinen Unregelmäßigkeiten, die sich in den Hanhai-Tafeln des Alaiku-Beckens offenbaren, sind wahrscheinlich auf diese Verwerfung entlang der roten Wand zurückzuführen. Auch über den steil gestellten Schichten des alten roten Sandsteins liegt noch ein wenig Hanhai-Sandstein. Auch dieser Umstand weist darauf hin, daß die Schichten der Kapkatasch genannten roten Wand bedeu-

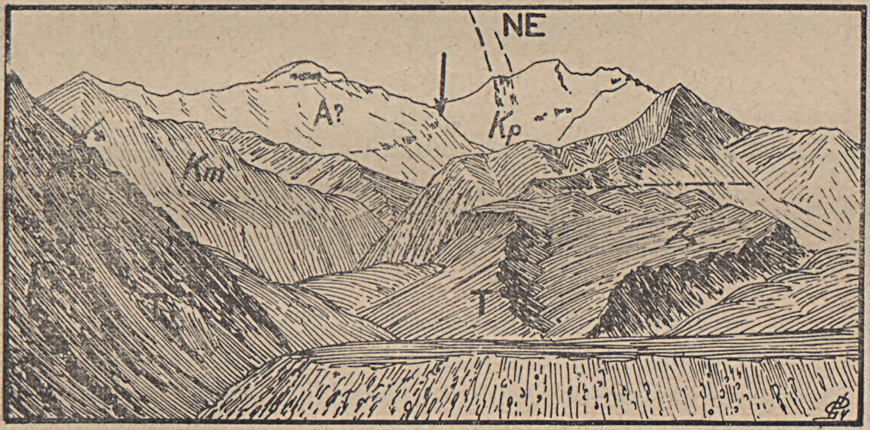


Abb. 53. Das Usun-Bulak Tal, der nördliche Abschnitt des Tschitschirganak (S. Abb. 52.) Aussichtsp. 2540 m. T: Die Verwerfung mit den steil (70 Grad) gestellten roten Sandsteintafeln und Rumpfflächenresten. Km: Oberkarb. Kalkzone, Liegendes des T. Kp: Schiefergebirge des Balgandy. A ?. Scheinbar horizontale graue Schichten, aus den Geröllen beurteilt Angara-Sandstein Schichten.

tend älter sein müssen. Vermutlich sind sie in die jurassischen Schichten von D. Muschketow einzureihen. In meinen Notizen habe ich diesen älteren roten Sandstein in die Gesteinsgruppe der mit den Angara-Schichten gleichaltrigen Tibeter-Transgression eingeteilt und daher stammt auch die Bezeichnung T in meinen Abbildungen.

Der Alaiku-Fluß verläßt dieses große rote Becken im nordwestlichen Winkel. Im fast 30 km langen Becken befindet sich

in diesem Winkel eine 2700 m hohe abgetragene Grundgebirgsscholle. Auf diese Scholle fließt der Terek, der an dieser Scholle bezw. an ihrem Ostrand nach Süden biegt und nach dem Alaiku-Becken zu eine Schlucht erodierte. Dagegen aber biegt der Alaiku gerade bei der Mündung des Terek von der bisherigen westlichen Richtung im rechten Winkel nach Norden und erodierte fast ganz parallel mit dem Terek, jedoch in entgegengesetzter Richtung, ein tiefes Tal. Ganz parallel mit diesem Tal des Alaiku ist an der Scholle auch ein drittes Tal vorhanden, kaum 3 km vom Tal des Alaiku entfernt. Es wird als Pura-Tal bezeichnet. Im Pura-Tal befindet sich ein 2500 m hoher Paß. Das heutige Bett des Alaiku

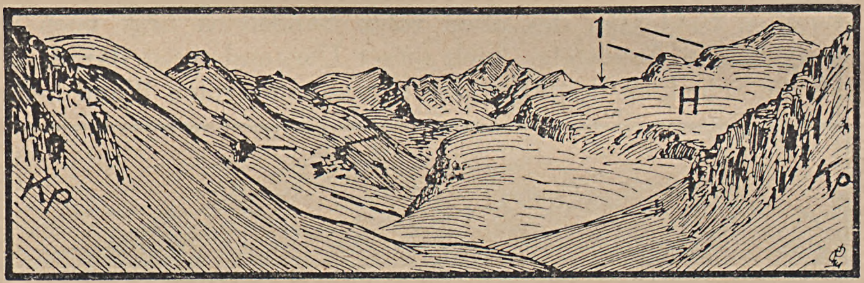


Abb. 54. Das Pura Tal, 10 km westlich von dem Usun-Bulak (S. Abb. 53). Aussichtsp. 2300 m. Richtung NW. 1: Tura Paß (2500 m). Kp: Senkrecht gefaltete Tonschiefer und Serizitphyllit Schichten. H.: Fast wagerechte Hanhai-Schichten.

liegt im Einschnitt der Pura-Scholle in 2100—2000 m Höhe.

Das Gestein der Pura-Scholle besteht in der Umgebung des Pura-Passes aus einem kieseligen Tonschiefer (Nr. 331) und in der Mündung des Pura aus einem serizithaltigen Phyllit (Nr. 217). An dieser Stelle verschwindet dann dieses Gestein in der Verwerfung des Alaiku-Beckens. Abb. 54. zeigt das vom Pura-Paß nach dem Terek führende Tal mit seinen Tonschiefer-Fenstern. Der rote Sandstein bedeckt nämlich das Grundgebirge auch hier in einer beträchtlichen Mächtigkeit. Abb. 55. beweist, daß die Faltung des Grundgebirges in kleinere Stücke zerbrochen wurde und auch die abgesunkenen Teile durch die fast horizontal gelagerten Tafeln des roten Sandsteins ausgefüllt worden sind. Abb. 56. zeigt das kleinere Ojtal-Becken, das vor dem westlichen unteren Ende der Alaiku-Schlucht liegt. In der Pura-Scholle befindet sich nämlich eine trogartige Senkung, deren Grund in einer Höhe von 1920 m liegt. Darin befindet sich das Haus der russischen Grenzwache, etwa 40 km von der Reichsgrenze entfernt. Das Ojtal-Becken ist die Senkung von roten Sandsteintafeln. Es wird in

großer Mächtigkeit von grauem pleistozänen Schotter aufgefüllt.
Der Alaiku-Fluß fließt aus dem Ojtal-Becken in die große Schlucht, in die Kaptschagaj. Nach der breiten kommt er dann in die enge Schlucht. Der obere Abschnitt dieser Schlucht ist 17 km lang und zeichnet eine NNW-lich ablaufende steife gerade Linie in die Landschaft. Zweifelsohne ist sie also tektonischen Ursprungs. Auch ihr unterer Abschnitt ist fast genau so lang, wenn nur das in die Faltung des Grundgebirges erodierte Bett bis zur Uferlinie des Kreide-Meeres gemessen wird. Auffallend ist die Tatsache, daß der untere Abschnitt genau senkrecht auf den oberen verläuft. Auch die übrigen wichtigen strukturellen Rich-

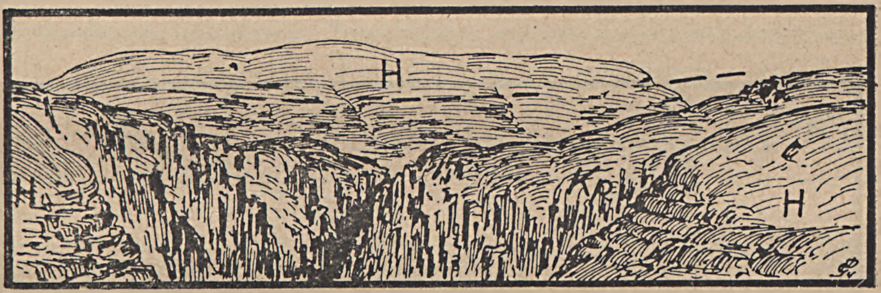


Abb. 55. Das Djaman-Tal Tal, 8 km östlich von der ruß. Grenzzollwache Oj-Tal. Aussichtsp. 2600 m. Kp: Schwarzer fettglänzender senkrecht gestellter Tonschiefer. H: Hanhai-Tafel.

tungen der Gegend stehen offenbar senkrecht zueinander, sodaß im Aufbau eine quadratische Regelmäßigkeit zum Ausdruck kommt. Der obere Abschnitt liegt in der Streichrichtung der Fergana-Gebirgskette, der untere Abschnitt in der Streichrichtung des Üjürmen-Tau. Im Kapitel über den Kurpe-Tau habe ich bereits erwähnt, daß die Fortsetzung der großen Längsbrüche des Üjürmen-Tau in den nördlichen Tälern Sujok und Tschongtör zweifelsohne nachzuweisen ist. Wenn wir annehmen, daß auch an der Nordseite der Balgandi-Gebirgskette eine ähnliche Längsverwerfung existiert, welche Annahme weder der Darstellung von D. Muschketow noch der steifen und geraden Längslinie des Terek-Tales widerspricht, so gelangen wir an dieser Bruchlinie entlang zur Pura-Scholle und zum Ojtal-Trog. In der heutigen Morphologie des Tienschan spielt die Faltung des Grundgebirges eine untergeordnete Rolle, dagegen aber herrschen hier die Brüche verschiedenen Alters vor. Im Alaiku-Kaptschagaj, dessen Name sich nicht nur auf die Schluchten sondern auf die ganze Gegend bezieht (auch in der politischen Einteilung kommt der Name

Kaptschagaj-Wolos vor), kommt das quadratische Gebirgsgrat und Talsystem in den miteinander parallel ablaufenden Linien des Akbogus, Tongsche, Tujuk, Toktosch und des erwähnten unteren Abschnittes des Alaiku zur Geltung.

Wenn diese teilweise beobachteten, teilweise vermuteten Bruchlinien in die Faltung des Grundgebirges eingetragen werden, so ist es sehr schwer, zwischen ihnen einen Zusammenhang zu finden. Keine Richtung der Bruchlinien entspricht dem Streichen des Grundgebirges von D. Muschketow. Dagegen aber, von der Senkung des Fergana-Beckens aus betrachtet, erscheint der obere Abschnitt als ein Randbruch und der untere Abschnitt radial. Zweifelsohne hat man es hier mit einer zerbrochenen Grundgebirgsscholle zu tun, die im großen und ganzen eine quadratische

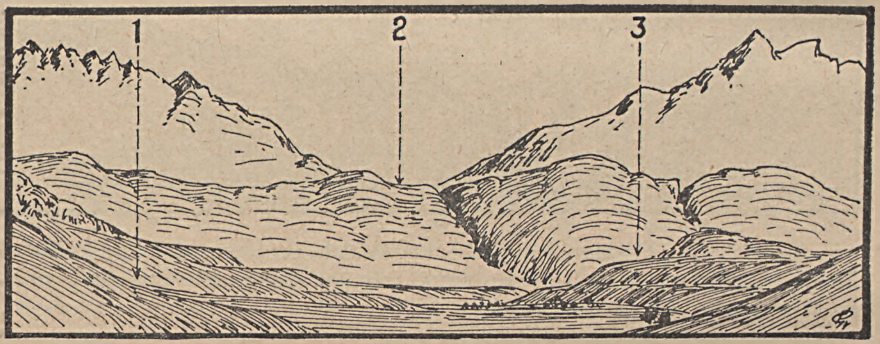


Abb. 56. Das Oj-Tal Becken vom südlichsten Eck nach NW gesehen. Aussichtsp. an der Tschong-Khasek Mündung 1990 m. 1: Tschong-Khasek Tal. 2. Südeingang der Schlucht Alaiku-Kaptschagaj. 3: Ungef. Lage des ruß. Grenzzollhauses. Schiefergebirge mit einem kleinen Einsturzbecken ausgefüllt mit Hanhai-Schichten und in der Mitte ein trockengelegtes Seebecken mit Seeterrassen.

Gestalt aufweist und deren Durchmesser etwa 38—40 km beträgt. Dem Alaiku-Fluß ist es gelungen, diese Scholle zu durchbrechen. Die hydrographische Verbindung zwischen dem 3400 m hohen Alaiku-Becken und dem Fergana-Becken wurde also durch diesen Fluß hergestellt. Soweit ich feststellen konnte, und dieser Feststellung widerspricht auch die russische militärische Karte nicht, lag die Rückenoberfläche des Alaiku-Kaptschagaj-Gebietes, die heute bereits eine kaum erkennbare, ganz zergliederte Rumpffläche darstellt, in ähnlicher Höhe. Daraus folgt, daß die aus rotem Sandstein bestehende Auffüllung des Alaiku-Beckens die einheitliche Rückenoberfläche des Kaptschagaj erreichte, durch die das Wasser des Sees im Becken herausfloß. Wenn nicht

überall ganz junge und großartige vertikale Bewegungen vorhanden gewesen wären, wäre diese Annahme ziemlich berechtigt. So bleibt sie aber nur eine Arbeitshypothese, die sich auf die größte Höh der roten Auffüllung und auf die Höhe der Rumpffläche des vor ihr liegenden Gebirges stützt. Aus dem Becken und seiner Umgebung stammt der Fluß, der die Kaptschagaj-Schlucht erodierte. Da die Gräben in Verwerfungen liegen, kann angenommen werden, daß die Verwerfungen nach der Hanhai-Auffüllung des Alaiku-Beckens, also später entstanden sind, als die Flüsse die Rumpffläche des Kaptschagaj bereits passierten, ferner, daß sie mit jenen Verwerfungen gleichaltrig sind, die bereits auch die Hanhai-Schichten im Becken verworfen haben. Ich gedenke diese Vermutungen nicht als Resultate, sondern nur als bescheidene Hilfe zu den russischen Forschungen zu erwähnen. Jedenfalls möchte ich noch hier betonen, daß es gut wäre, wenn die russischen Forschungen die Beobachtungen der westeuropäischen und amerikanischen Forscher mehr beachten würden, um eine erfolgreiche Arbeit zu erzielen, wenn auch diese Beobachtungen meistenteils nur wissenschaftliche Schnappschüsse sind. Es darf nicht vergessen werden, wie arm an Gehalt die russichen militärischen Karten sind.

Bei meinen Beobachtungen über das Alaiku-Kaptschagaj möchte ich vor allem auf Abb. 57 a—b aufmerksam machen. Hier wird das Ostende des Kaptschagaj gezeigt. Im Vordergrund sieht man hier den Nordfuß der riesigen Pyramide (4260 m) des Baba-Tasch. Diese Pyramide besteht aus einem dunkelgrauen Kalkstein (Nr. 332) mit Kalzitadern, muscheligem Bruch und dicken Schichtbänken. Die Schichten fallen im allgemeinen nach Süden, beim Eingang der Schlucht lagern jedoch die eingestürzten Schollen unregelmäßig. Der Berg scheint der Rest einer aus den Tafeln der oberkarbonischen Transgression herausgeschnitten Scholle zu sein. An seiner Ostseite wird er durch eine N—S-liche Verwerfung von der aus der starken Faltung des älteren (devonischen?) kieseligen Tonschiefers herausgeschnitten Scholle, von der Pura-Scholle, getrennt, Wegen des Hochwassers des Alaiku konnte ich Anfang Mai 1909 den Fluß nicht durchqueren, sodaß ich vom in 1900 m Höhe liegenden Bett einen 2060 m hohen Felsengrat übersteigen mußte. Von hier habe ich dann die Skizze gezeichnet. Dieser Felsengrat ist eine alte (altdiluviale?) Talsohle. Noch höher befindet sich der Rest einer zweiten Talsohle, der wahrscheinlich mit der Oberfläche des Pura-Plateaus in Verbindung zu bringen ist. Dies weist auf das Spätneogen hin. Dieser Rest der Ober-

fläche ist bereits an den vertikal stehenden Schichtköpfen des schwarzen Tonschiefers ausgehobelt. Die Schlucht fand also zweifelsohne eine große Bruchlinie.

Die erwähnte Bruchlinie des oberen Kaptschagaj beginnt in der Schlucht am Nordfusse des Baba-Tasch, und hier biegt der mit dem Akbogus vereinte Alaiku-Fluss plötzlich nach Norden. Die Kalksteinpyramide des Baba-Tasch, die von dieser Verwerfung unberührt blieb, sieht direkt auf diese nördliche Schlucht. Die Scholle des Baba-Tasch ist also selbständig. Sie gehört nicht zu dem Alaiku-Kaptschagaj-Gebirge. Mein Weg führte mich unten durch die Schlucht und, obwohl ich diesen Weg zweimal

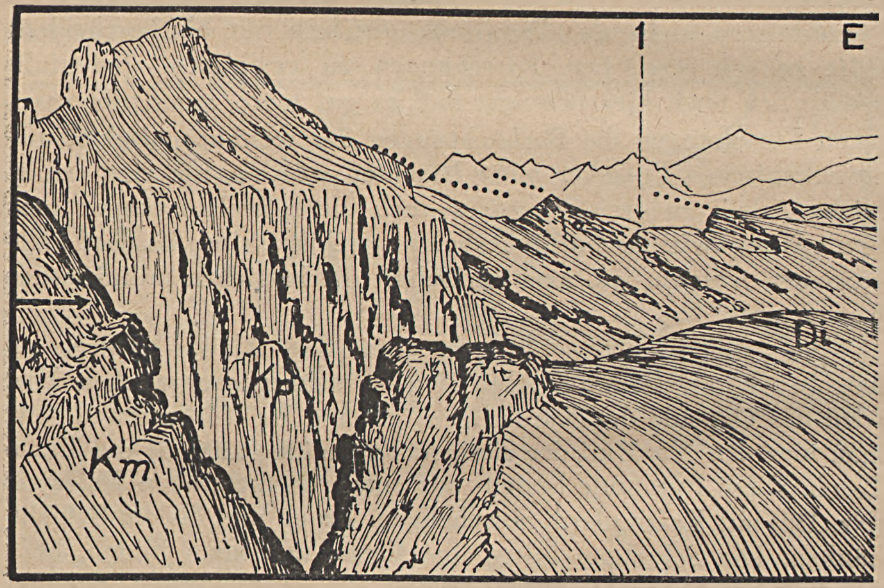
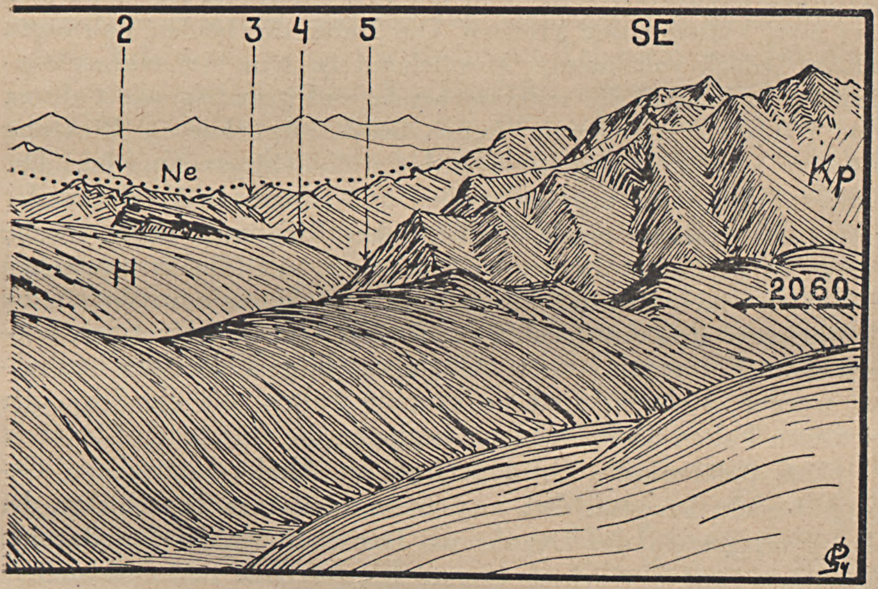


Abb. 57 a—b. Das Oj-Tal Becken vom Westen. Der Aussichtspunkt liegt über der unwegsamen Schlucht an der Vereinigung des Alaiku und des Akbogus. (2060 m). 1: Kongdyk Tal. 2: Pura-Terek Tal. 3: Pura Paß (2500 m). 4: Djaman-Tal Graben. 5: Ungef. Lage des russ Grezzollhauses Oj-Tal. — Kp: Kieseliger Tonschiefer (Nr. 2—16) in starker Faltung, meistens senkrecht gestellt. Km: Dunkelgrauer Oberkarbonkalkstein diskord. schwach geneigt. H: Hanhai-Konglomerat in dem Einsturzbecken. Ne: Neogene Abtrangungsfläche. Di: Diluv. Schotter.

durchfuhr, konnte ich nur soviel feststellen, daß hier im Querschnitt durch zwei große Verwerfungen 3 von einander abweichende Zonen herausgetrennt wurden. Die südliche Zone erstreckt sich bis zur Linie der einander gegenüberliegenden Nebentäler Tongse und Kongdük. In niedrigen Schollen befin-

den sich hier die nach Süden fallenden Schichten eines dunkelgrauen (oberkarbonischen) Kalksteins. Die Streichrichtung beträgt 70° (ONO). Trotz des steilen Einfallens ist hier keine Faltung zu sehen. Die Zone stellt eingentlich einen eingestürzten Abschnitt einer großen Kalksteintafel dar. Die zweite Zone befindet sich zwischen dem Tongse und dem Tujuk. Hier ist der schwarze Tonschiefer (Nr. 2—14), der in Richtung 60° streicht, stark gefaltet. In der Nähe des Tujuk-Tales existiert eine auffallende Bruchlinie, entlang deren eine mächtige Brekzie (Nr. 2—15) und daneben im Norden ein breite ophitische Diabasmasse (Nr. 333) vorhanden ist. Hinter dieser zweiten Verwerfung folgt



ein schwarzer blätteriger Tonschiefer, der stellenweise als Deckschiefer benutzt werden kann.

Die vorher erwähnte Schlucht läuft senkrecht zur Linie des unteren Kaptschagaj und, da sie keine Fortsetzung hat, erreicht sie hier den Berg und am anderen Ende den Baba-Tasch. Der wasserreiche Alaiku fließt hier in einen Graben, der in seinem östlichen Abschnitt nur einen größeren Bach, den Karakol-Bach oder Karatasch, führt. Hier wiederholt sich die Struktur, die ich in der Umgebung des Baba-Tasch und des Pura-Plateaus beobachten konnte. Dieses Gebiet zergliederte sich nicht in Schollen, die von sich schneidenden und langen Bruchlinien begrenzt werden, sondern es erlitt Brüche, die in T-Form liegen. Die Baba-Tasch-Karatasch-Bruchlinie des Alaiku-Kaptschagaj verbindet die zwei

langen Bruchlinien Akbogus-Ojtal-Terek und Tar-Alaiku-Karatasch quer miteinander, wie eine Seitengasse zwei Hauptstrassen verbindet.

Nach der Zeichnung von D. Muschketow (36—Taf. IV.) streicht die Faltung des Grundgebirges im Gebirge östlich des Bujga-Tales bis zur Babatasch-Karatasch-Schlucht in Richtung 280—100°, die Streichrichtung ist also fast W-O-lich. Wie ich feststellen konnte, ist hier der tektonische Aufbau bedeutend komplizierter als im allgemeinen im Inneren des Tienschan. Die Faltung des Grundgebirges erlitt hier eine Veränderung in so großem Maße, daß die Streichrichtungen der Falten hier kaum noch mit Leitlinien anzugeben sind. Man hat den Eindruck, als wenn sich hier zwei Faltenachsen kreuzen. Die Natur der beiden Faltungen scheint jedoch voneinander abweichend zu sein. Am wahrscheinlichsten ist es, daß die vorherrschende und grundlegende Faltung eine W-O-lich streichende Achse besaß, die eher in Richtung 250—70° verlief, also sich gegen das Alai-Gebirgssystem bog. Die andere Faltenachse liegt im großen und ganzen senkrecht zu der ersten, sie verläuft genau in N-S-licher Richtung. Diese zweite Achse ist bestimmt jünger, weil sie auch auf die mesozoischen Schichten einen Einfluß ausübte, ja sogar gerade in diesen am deutlichsten zum Ausdruck kommt. Auf Grund ihrer Form können diese Faltungen jedoch nicht als richtige Faltungen betrachtet werden, vielmehr sind sie unechte Falten, die die Form der richtigen Falten nachahmen, sie begleiten die einseitigen Flexuren.

Das paläozoische Grundgebirge im Alaiku-Kaptschagaj-Gebirge besteht hauptsächlich aus einem schwarzen Tonschiefer, der das Hauptgestein des Devons im Tienschan ist. In den darüber liegenden Karbonschichten konnte ich folgende Serie feststellen: 1. Schwarzer kalkhaltiger Quarzsandstein, 2. Schwarzer, ein wenig sandiger Kalkstein mit weissen Kalzitadern, 3. Dickbankiger grauer Kalkstein, 4. Rötlicher Arkosensandstein. Nach D. Muschketow vertreten alle diese Bildungen das Unterkarbon, zwischen dem Devon und Karbon sowie im Karbon selbst ist keine Lücke zu verzeichnen. Die große Lücke erfolgte erst nach dem Karbon, als das Gebiet im allgemeinen zum Festland wurde. Ich muß noch darauf aufmerksam machen, daß im Alaiku-Kaptschagaj-Gebirge ein bedeutender Unterschied zwischen der Struktur des Baba-Tasch-Kalksteins und der der älteren Bildungen vorhanden ist. Der Unterschied offenbart sich sowohl in der Streichrichtung als auch im Grade der Zusammenpressung. Auf Grund der Untersuchung von großen zentralasiatischen Gebieten muß ich es für wahrscheinlich

halten, daß das Alaiku-Gebiet eine ähnliche Entwicklungsgeschichte aufweist wie die in seiner östlichen Nachbarschaft gelegenen Gegenden. Es heißt, daß in der devonischen-karbonischen Schichtserie eine orogene Unterbrechung besteht. Da ich das Alter dieser Schichten nicht festsetzen konnte und mein Urteil sich nur auf petrographische Ähnlichkeiten stützt, kann ich mich über den genauen erdgeschichtlichen Zeitpunkt dieser orogenen Unterbrechung nicht äußern.

Die erwähnten Schichten fallen in diesem Gebirge im allgemeinen nach Süden, mit Ausnahme der Devon-Schichten, die derart zusammengepreßt sind, daß die Struktur ihrer Falten nur auf Grund der äußerst ausführlichen Beobachtungen nachzuweisen wäre. Die jüngeren paläozoischen Schichten sind im allgemeinen glatte Tafeln, die an der Nordseite des Talabschnittes Tar-Alaiku auch einen 60—80° steilen Einfallwinkel zeigen, meistens aber an dem Fluß entlang nur unter 20—30° nach Süden einfallen. Sie sind hier nicht ungefaltet, wie im Baba-Tasch-Gebirge, sondern sie weisen verhältnismäßig sanfte Biegungen auf. Die Anwesenheit der Tar-Karatasch-Bruchlinie untersteht keinem Zweifel, obwohl durch sie die Bildungen ebenso wenig vertikal verworfen wurden wie durch die mit ihr im rechten Winkel ablaufende Bruchlinie der oberen Schlucht. Die Gesteine der beiden Seiten sind in beiden Abschnitten gleich, nur ein struktureller Gegensatz besteht zwischen ihnen.

Im Tar-Alaiku-Tal, etwa in der Mitte des Talabschnittes, befindet sich eine Scholle, deren Breite 4—5 km beträgt. Sie bildet einen Felsendamm, der im Tal quer steht und zwischen den Nebentälern Sarbie, Akber und Kate liegt. Das Bett des Alaiku befindet sich hier in 1700 m Höhe und die Oberfläche des Dammes an der tiefsten Linie gemessen in einer Höhe von 2200 m. Diese tiefste Linie markiert eine alte Talsohle, die bereits am Ende des Neogens zweifelsohne existierte. Die Oberfläche des Dammes weist die Form eines glatten Troges auf. Der Alaiku durchbricht diesen Damm in einer tiefen Schlucht und mit einer großen Biegung nach Norden. In der Schlucht sind Erosionsterrassen zu sehen. Die Kirgisen führten mich im Dezember 1906 an der Oberfläche des Dammes und im Mai 1909 an der Seite der Schlucht auf der Terrasse, die in 2050 m Höhe liegt. Der Sarbie-Damm besteht aus einem ophitischen Diabas (Nr. 334).

Die Entfernung zwischen dem Sarbie-Damm und dem Bujga-Tal beträgt 13 km. Der Alaiku fließt in diesem Abschnitt, nachdem er die Sarbie-Schlucht verläßt, wieder in einer geraden Linie

weiter. Er durchquert ein Gebirge, das 4 auffallende Stufen besitzt. Die erste ist die Sarbie-Scholle selbst, die zweite eine 4 km breite Kalksteinstufe, die dritte eine 3 km breite Diabasstufe und zum Schluß die unterste eine 6 km breite von Hanhai-Schichten bedeckte Kalksteinstufe. Alle diese Stufen stellen Randverwerfungen dar, die infolge der Senkung des Fergana-Beckens zustande kamen. Die Stufen liefern die handgreiflichen Beweise dafür, daß die jüngeren paläozoischen Schichten von den älteren eine abweichende Struktur besitzen und ungefaltet sind. Dieses geht auch aus ihrem Verhalten zu den Ferganaer-Verwerfungen hervor. Die Ferganaer-Verwerfungen sind den paläozoischen Schichten gegenüber zweifelsohne jung. Als die Verwerfungen sich auf die spätpaläozoischen Schichten auswirkten, waren diese

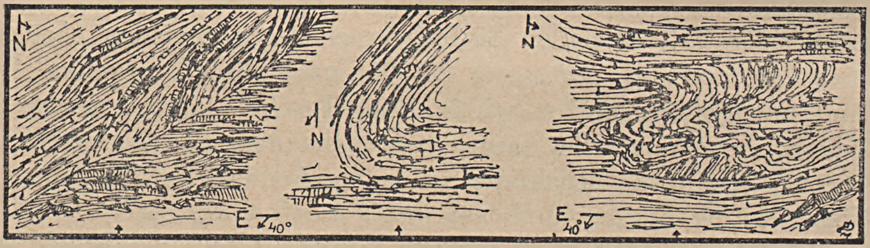


Abb. 58. Zerquetschte Teile der oberkarbon. Kalksteinschichten im Alaiku Tal zwischen den Nebentälern Terek und Tutku (1600 m) an der großen östlichen Haupt-Verwerfung des Fergana-Beckens.

noch unversehrte Tafeln und ungefaltet. Nur dadurch kann erklärt werden, daß die Tafeln des dunklen kalzitadrigen Kalksteins (Nr. 2—10) in der dritten Stufe, Diabasstufe, in einer großen Abbiegung in eine auch von weitem erkennbare vertikale Lage und in N—S-liche Streichrichtung gelangten. In den Fergana-Abbrüchen verlieren aber die devonischen Schiefer kaum ihre alten Faltenstruktur. Es steht nicht einmal dafür, in ihren abgerutschten Schollen Richtungen festzustellen. Im Unkür-Tal, im unteren Teil der zweiten Stufe, liegt die große Scholle des schwarzen dünnblätterigen Tonschiefers (Nr. 2—12). Auf einer großen Strecke konnte ich hier noch die ursprüngliche W—O-liche Streichrichtung beobachten.

Ich hatte hier den Eindruck, daß über die W—O-lich streichende Faltung der devonischen Schichten im allgemeinen nach Norden fallende isoklinale Karbonschichten gelangten und nachher die Ferganaer Verwerfungen erfolgten, infolge deren beide Bildungen nach Westen, in Stufen zergliedert, umkippten.

Durch diesen Vorgang ist ein komplizierter Bau entstanden. Es kamen kleine Verschiebungen, Brüche und Zusammenpressungen vor, die meistens die Begleiterscheinungen von Senkungen größeren Maßes zu sein pflegen. Alle Anzeichen weisen also darauf hin, daß im Alaiku-Kaptschagaj-Gebirge eine sehr wichtige strukturelle Grenze vorhanden ist und zwar an der Hauptbruchlinie an der Grenze des Tienschan und Fergana. Die Resultate des nach Westen wirkenden Druckes sind hier oft anzufinden, die offenbar mit der sehr tiefen Einsenkung der Westseite und der auf diese Seite erfolgten Überschiebung im Zusammenhange stehen.

Zweifelsohne entstand die würfelförmige Scholle des Alaiku-Kaptschagaj infolge der Bruchlinien, die in W—O-licher und in N—S-licher Richtung ablaufen; wie auch die Annahme keinem Zweifel untersteht, daß die ersteren in der Streichrichtung des Grundgebirge liegen und ihre Entstehung offenbar auf die Wirkung dieser Faltung zurückzuführen ist, während die letzteren Randbrüche des Fergana-Beckens darstellen. Demgegenüber aber ist der Zeitpunkt bezw. der Rhytmus ihrer Entstehung noch völlig unbekannt. Es muß nämlich angenommen werden, daß sie nicht die Resultate desselben orogenetischen Vorganges sind, auch wenn die Lage und Struktur der Hanhai-Schichten darauf hinweist, daß sie in ihrer heutigen Form tertiären Alters sind. Die Kettengebirge Zentralasiens sind im allgemeinen lange prismatische Schollen, die aus den paläozoischen Faltungen herausgebildet wurden und in ihrer Streichrichtung liegen, jedoch stellen sie keine Faltengebirge im Sinne von Sueß dar. Die Gestalt der Schollen weist am Rande des Fergana-Beckens deshalb eine Würfelform auf, weil hier die Querbrüche stärker zur Geltung kommen und ihre Rolle in der Orogenese bedeutend größer war als in den Gebieten, die von den großen Senkungen weiter entfernt liegen oder in den Gegenden, wo die Längsschollen (Kettengebirge) mit dem Rand der Becken parallel ablaufen. Von den langen prismatischen Schollen trennten sich an den Enden in der Richtung der Fergana-Senkung Würfel ab. Am Westrande des Alaiku-Kaptschagaj bildet die große Bruchlinie des Bujga-Tales die Grenze. Ihre Länge dürfte auch 100 km erreichen. Die Ferganaer Hauptbruchlinie konnte ich im Djasi-Tal, 38 km nördlich des Alaiku entfernt, genau in der Streichrichtung des Bujga beobachten und 25 km südlich von hier entfernt feststellen. Diese Verwerfung ist zweifelsohne kretazischen Alters, man könnte ihr vielleicht genauer

auch ein turonisches Alter zuschreiben. Der Anfang der Brüche bedeutet jedenfalls nicht auch gleich ihren Abschluß.

Da die Beschreibung meiner Beobachtungen über die Bujga-Bruchlinie im Kapitel über das Fergana-Becken zu finden ist, möchte ich mich jetzt hier noch mit den Stufen des Tales Tar-Alaiku befassen und hier nur einige Details mitteilen. Das älteste Gestein der untersten Stufe oberhalb der Bujga-Bruchlinie nördlich des Alaiku-Flusses ist der kalzitadrige dunkelgraue Kalkstein. An den Bergabhängen sind hier große nach Süden fallende Tafeln zu sehen. Diese Kalksteintafeln erlitten einige Fältelungen, als sie nach der Bruchlinie des Alaiku, die südlich des Flusses liegt, einstürzten. Das Bett des Flusses liegt hier in einer Kalksteintafel, während an der Südseite eine hohe Kalksteinwand erodiert

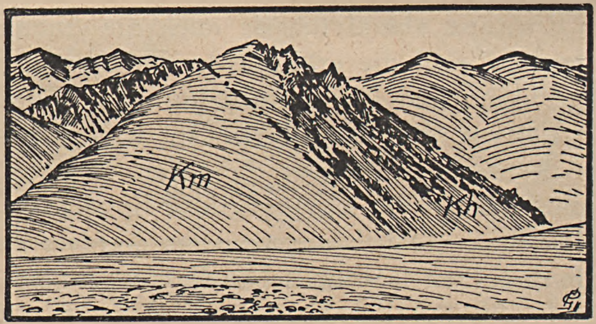


Abb. 59. Imtschik-Tasch im Sarbie Tal. Im Vordergrund (2050 m) die von dem Alaiku Fluß tief untergewaschener Schutthalde des Sarbie. Km: Oberkarbon. schwarzgrauer Kalkstein. Kh: Quarzsandstein.

wurde. Der Einfallwinkel der Tafel ist nicht sehr groß, im allgemeinen kann er auf 20° geschätzt werden. Das Terek-Tal durchschnitt die großen kahlen Tafeln dieses Kalksteins. An den nördlichen Bergen liegen über dem Kalkstein breite rote Hanhai-Schichten, die ebenfalls nach Süden, jedoch sanfter, einfallen. Die durch den Alaiku unterminierte Felsenwand zeigt, daß im Kalkstein N—S-lich ablaufende Verwerfungen vorhanden sind und an diesen Verwerfungen entlang eine westliche Überschiebung zustande kam (Abb. 58). An einer Stelle wurde ein kleinerer weggerissener Teil zwischen zwei große übereinander gestaute Tafeln hineingepreßt, an einer anderen Stelle entstand eine beträchtliche Falte über der ungefalteten Tafel desselben Kalksteins. In der weiten Umgebung sind die sich sanft neigenden ungefalteten Tafeln dieses Kalksteins überall zu sehen. Große Schuttkegel ziehen sich nach dem Flusse hin, sie werden unten vom

Fluß erodiert. Infolge der Einstürze sind hier schöne Erdpyramiden entstanden.

Die höhere Stufe erreicht man zwischen dem Terek und dem Tutku, sie wird auch durch die Talenge und durch die grössere Höhe der Berge, hauptsächlich aber dadurch markiert, daß

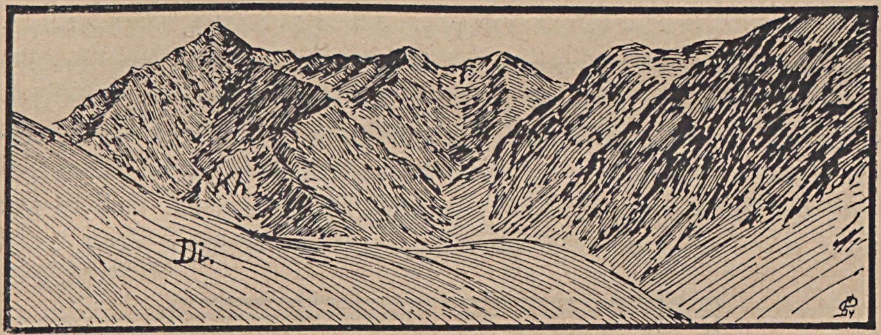


Abb. 60. Taiür Gebirge. (Alaiku Tal 2050 m). Im Vordergrund der Ak-Bel in östl. Nachbarschaft des Sarbie. Di: Diabas. Kh: Unterkarbon. Quarzsandstein.

an einer Seite des Tales Karbonkalkstein und an der anderen Seite bereits die Diabasmasse vorkommt. Weiter nach Osten zu ist eine lange W—O-lich streichende Faltung des schwarzen Ton-

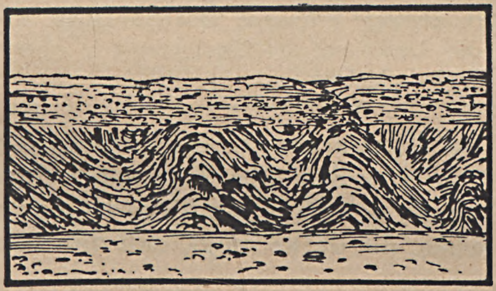


Abb. 61. Abgesägte oberkarbon Quarzsandsteinfalten im Alaiku Graben von jungdiluv. Schotter bedeckt (I. Terrasse) unterhalb der Bujga-Verwerfung.

schiefers (Nr. 2—12) zu sehen. Sie repräsentiert bereits in dieser Richtung die dritte Stufe. 200 m über den Fluß sonderte sich im Sarbie-Tal über dem Tonschiefer aus den Tafeln des Karbonkalksteins und des schwarzen Quarzsandsteins (Nr. 2—13) der Imtschik-Tasch-Berg ab. Seine Tafeln fallen unter 45° nach SW,

auffallende Spuren von einer Faltung sind an ihm jedoch nicht wahrzunehmen (Abb. 59). Auf der anderen Seite des Imtschiktasch ist bei derselben Streichrichtung eine entgegengesetzte Fallrichtung zu sehen, die aber ohne Seitendruck nur infolge des Bruches zustande kam.

Der Obere Teil der Sarbie-Stufe wird in Abb. 60 gezeigt. Man steht hier eintönige kahle Abhänge der ophitischen Diabasmasse und der dunklen Quarzsandstein-Berge, die kaum etwas von der Struktur verraten. Abb. 61 beweist, daß stellenweise auch in diesem sonst kaum gefalteten Quarzsandstein die Spuren einer starken Zusammenpreßung zu beobachten sind. Abb. 62 stellt das Tal über der Stelle der Abb. 61 dar und will beweisen, daß in der Höhe die Tafeln des Quarzsandsteins zwar geneigt, doch nicht

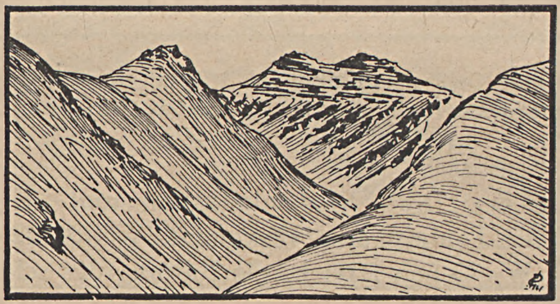


Abb. 62. Stark geneigte schwarze Quarzsandstein Schichten im Taldy Tal, ein Nebental des Alaiku mit der Einmündung in einer Höhe von 1870 m. Oben wagerechte Hanhaischichten.

gefaltet sind. Die abgetragene Oberfläche wird in einer Höhe von 2300—2600 m von den fast horizontal liegenden Hanhai-Schichten bedeckt. In der Tiefe des Tales ist eine rote Konglomerat-Scholle zu sehen, die dafür zeugt, daß diese Gebiet stark zerbrochen ist.

6. *Die Fergana-Gebirgskette.*

(Hierzu Taf. VIII.).

Die Gebirgskette, die das Fergana-Becken vom Narin-Becken trennt, wird als Fergana-Gebirgskette bezeichnet. Infolge ihrer Lage und hydrographischen Eigenschaften zog diese Gebirgskette das Interesse der Forscher in größerem Maße auf sich als die übrigen ähnlich großen Gebirge. Durch ihre Lage zwischen den

beiden Becken besitzt die Gebirgskette eine gewisse Art Selbständigkeit, da sie nur an ihren beiden Enden mit anderen Gebirgen in Verbindung steht. Der mittlere Teil ihrer Südwestseite, der etwa die Hälfte der ganzen Ausdehnung ausmacht, ist mit den aus kretazischen-tertiären Tafeln aufgebauten niedrigeren, nie über 2500 m hohen Rücken des Fergana-Beckens benachbart. Die Gebirgskette erreicht an dieser Seite eine Höhe von über 4000 m. Ihre Gipfel sind fast das ganze Jahr hindurch vom Schnee bedeckt. Die Reihe dieser schneebedeckten Gipfel ist recht auffallend. Im Nordosten trifft sich zwar dieses NW—SO-lich verlau-

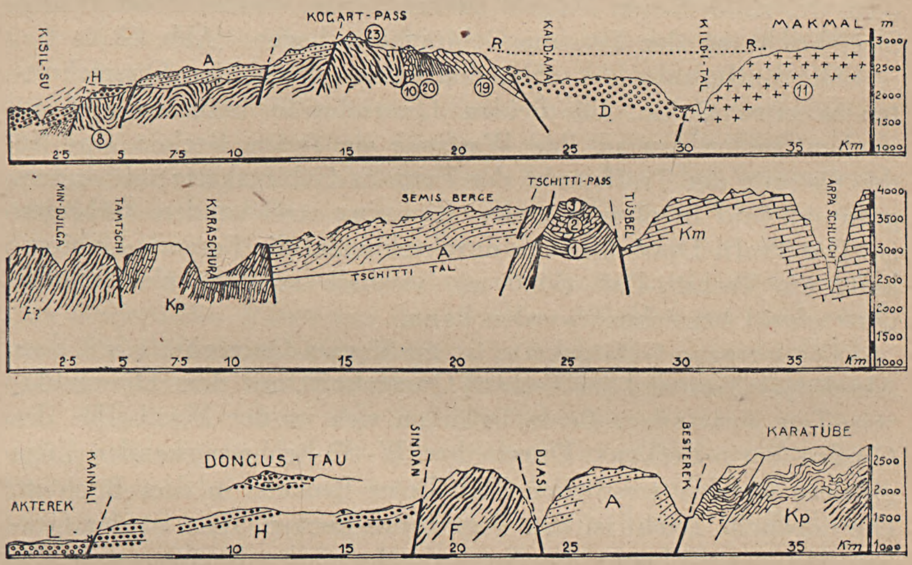


Abb. 63. Drei Querschnitte des Fergana-Gebirges zu der Tafel VIII. F: Phyllit und metam. Schiefer, Tonschiefer (1). Kp: Kalkschiefer, Kieselschiefer (3) Brekzie (2). Km: Oberkarb. Kalkstein-Tafel. A: Angara-Schichten. H: Hanhai-Sch. D: Diluv. Schotter. L: Löss. R—R: Rumpffläche.

fende Gebirge mit 3 Gebirgen, die eine in W—O-licher Richtung ablaufende Achse besitzen, doch befinden sich zwischen ihnen breite Becken, die mit ihrer Breite auch die der Gebirge übertreffen. Die Fergana-Gebirgskette ist also auch von dieser Seite frei und auffallend. Die Selbständigkeit der Fergana-Gebirgskette wird besonders durch die hydrographische Tatsache betont, daß an ihrem Grat vom großen Durchbruch des Narin bis zum Dschehrüj-Plateau des Koktan-Tau in 180 km Länge eine fast geometrisch gerade verlaufende Wasserscheide liegt. So ist es nun begreiflich, daß das Gebirge vor den eingehenderen geologischen

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Untersuchungen als eine große, einheitliche tektonische Falte betrachtet wurde. Aus diesem Grunde war ich überrascht, als ich im Jahre 1906 im Kogart-Profil die ganze paläozoische Faltung senkrecht zu der Hauptlinie der Wasserscheide vorfand. Ähnliche Verhältnisse fand ich im Jahre 1909 auch im Profil Djasi-Alabuga. Zu einem ähnlichen Resultat gelangte auch D. Muschketow, der in den darauf folgenden Jahren die paläozoische Fältelung darzustellen vermochte. Es wurde ihm klar, daß die heutigen Gebirgsketten mit den paläozoischen Faltungen nichts, und auch mit den mesozoischen-tertiären Faltungen nur wenig und bloß im Gebiete des südöstlichen Flügels zu tun haben, wo die Sattel in der Streichrichtung der Fergana-Gebirgskette liegen. (Abb. 63.).

Die Entfernung zwischen den beiden erwähnten Querschnitten ist etwa 45 km. Die beiden Querschnitte befinden sich an solchen Stellen, wo an der Westseite ein freies Becken und an der Ostseite der Treffpunkt der Fergana-Gebirgskette mit anders gebauten und in abweichender Richtung streichenden Gebirgen ist. Das Profil Djasi-Alabuga durchschneidet die Fergana-Gebirgskette am Tschitti-Paß (3860 m), weshalb es kurz als *Tschitti-Querschnitt* bezeichnet werden kann.

Die Fergana-Gebirgskette ist im Kogart-Querschnitt mit dem Akschirjak-Tau und im Tschitti-Querschnitt mit dem Djamandawan-Tau verbunden. Beide befinden sich in der Westhälfte des Großen-Narin-Beckens. Durch ihre W—O-lich streichenden Züge gliedern sie den westlichen Teil dieses Beckens in drei Buchten. Die nördliche Bucht ist das Togustorau-Becken. Hier ist der Graben des Narin-Flusses, im Norden gelangt der Narin aus diesem Beckenteil kommend in die Dschumgal-Schlucht. Die mittlere Bucht ist das Makmal-Becken. Darin fließt der Arpa-Fluß ebenso in einer tiefen Schlucht ein, wie der Narin aus dem Togustorau austritt. Die südliche Bucht ist das Arpa-Becken. Aus ihm fließt der Arpa-Fluß ins Makmal.

Die westlichen Endungen der drei Becken werden durch eine Talreihe verbunden. Diese Talreihe trennt also, wenigstens im orographischen Sinne, die mit der Fergana-Gebirgskette verbundenen östlichen Gebirge ab. Im Tschitti-Querschnitt ist der höchste Punkt der Talreihe, der 3130 m hohe Tüsbel, gerade unter dem Tschitti-Paß. Hier treffen sich das Djamandawan-Gebirge und die Fergana-Gebirgskette. Vom Tüsbel führt ein tiefes Tal an der Sohle der Fergana-Gebirgskette, ihrer Länge nach in das Bitschan-Becken, in die südlichste Bucht des Makmal-Beckens. Ein ähnliches Tal führt auch in die entgegengesetzte Richtung,

ins Arpa-Becken. Der Grund des Bitschan-Beckens liegt in etwa 2300 m Höhe, auch der des Arpa-Beckens ist nicht höher. Das Bitschan-Becken wird mit dem Makmal-Becken durch eine Schlucht verbunden, es ist also im Grunde genommen ganz selbständig. Durch diese Schlucht fließt das Wasser des Bitschan-su und Arpa aus, das hier bereits als Alabuga-Fluß bezeichnet wird. Zwischen der Arpa-Schlucht und der Alabuga-Schlucht liegt das Bitschan-Becken eingeschaltet. Das Bitschan-Becken und die Alabuga-Schlucht trennen einen Zug des Djamandawan-Gebirges ab und machen ihn dadurch zu einem Vorgebirge. Dieses Vorgebirge wird Scharbel genannt. (3100 m.) Die Abbildungen 48 a-b und 49 a-b zeigen die Aussicht von zwei verschiedenen Punkten des Scharbel, jedoch so, daß die beiden Abbildungen zu einem Bild zusammengestellt werden können. In Abb. 49 ist die Fergana-Gebirgskette zwischen den Pfeilen 4 und 8 im Hintergrund zu sehen, die übrigen hohen Berge (mit Ausnahme des Vordergrundes) gehören zum Djamandawan-Gebirge. Dies muß betont werden, weil die zwei Gebirge in der Abbildung so sehr zusammenschmelzen, daß sie nur undeutlich voneinander zu trennen sind. Das einheitliche Panorama der beiden Abbildungen zeigt, daß sowohl die Fergana-Gebirgskette wie auch das Djamandawan-Gebirge von ein und derselben Rumpffläche herausgeschnitten sind. Wie immer ihre ursprüngliche Struktur war, ist sie ganz verschwommen und in die gemeinsame Rumpffläche eingeebnet. Die paläozoische Faltung des Grundgebirges konnte hier auf die Morphologie und Orographie keinen unmittelbaren Einfluß ausüben, höchstens durch Bruchlinien vermittelt, auf die die Faltung des Grundgebirges sich auswirkte. Die Rumpffläche zeigt sehr charakteristische Reste in der Nähe des Berges Nr. 2 in Abb 49. Aber auch ohne diese charakteristischen Reste wird die ehemalige Rumpffläche durch die gleichmäßige Höhe, durch die Scheitelhöhe der einzelnen Schollen, verraten. Die Fergana-Gebirgskette sowie die sich zu ihr von Osten anschließenden Gebirgsgrate sind solche infolge der Brüche entstandenen langen, schmalen, prismatischen Schollen, wie sie im ganzen Tienschan allgemein verbreitet vorkommen und für das ganze Gebirge sehr charakteristisch sind. Diese Berggrate haben mit den Altaiden von Sueß nichts zu tun, auch mit jüngeren Faltungen stehen sie in keinem Zusammenhange, sie sind einfach nur Längsschollen, die ihre heutige Form und den jetzigen Aufbau sehr spät, erst nach Beendigung der großen Hanhai-Ablagerungen, also im Neogen erhielten.

Der Scharbel ist 12 km lang und 5 km breit, er ist eigentlich

eine rot verwitternde dickbankige Karbonkalksteinscholle mit einer W—O-lichen Längsachse, die durch ähnlich verlaufende Verwerfungen hervorgerufen wurde. Der Rücken ist flach, bezw. den steilen Seiten gegenüber breit buckelig, 3500 m hoch. Die Kalksteinbänke fallen hier unter 40—50° mit einer Streichrichtung von SW (220°) gegen die Alabuga-Schlucht, u. zw. ungefaltet und gleichmäßig. Der Alabuga-Fluß fließt von der Fergana-Gebirgskette in einem 63 km langen geraden Abschnitt nach NO bis zum Mindjilke-Berg des Ostendes des Akschirjak-Grates. (Auf d. Taf. VIII im N. schon nicht mehr sichtbar.) Der Akschirjak-Grat ist hier stufenweise, in Stücken, abgebrochen. Die Stücke bildeten für den Alabuga-Fluß einen Damm, der nur in einem großen Bogen durchbrochen werden konnte. Auch hier ist eine wichtige Bruchlinie vorhanden, die nicht allein die Gebirge der ursprünglichen Rumpffläche verworfen hat. Es wurde nicht nur der Scharbel an seinem Ostende abgeschnitten, sondern auch die Ausfüllung des Großen-Narin-Beckens dadurch gestört, daß die Verwerfung auch den Alabuga-Fluß beeinflußte und eine der auffallenden disharmonischen Erscheinungen im Großen-Narin-Becken hervorrief. Diese Erscheinung offenbart sich darin, daß westlich der erwähnten Linie des Alabuga-Flusses sämtliche Täler sowie die ganze Neigung des Westflügels vom Becken eine östliche Richtung aufweist, während östlich von dieser Linie ein jedes Tal durch die erodierende Arbeit der regelmässigen Hängeflüsse am riesigen Schuttkegel des Bürlü entstand, dessen halber Durchmesser etwa 30 km beträgt. Der Schutt des Bürlü füllte eine Senkung auf, der gegenüber der westliche Flügel, das Makmal, als eine höhere Stufe erscheint. Während die neogenen Schichten des Makmals infolge der Verwerfung gegen den Alabuga fallen, weisen die jüngeren Schichten des Bürlü eine andere Lagerung auf. Darüber wurde im Kapitel über das Becken berichtet. Hier ist die Feststellung von Wichtigkeit, daß die Verwerfung, die das östliche Ende des Scharbel abschneidet, mit der großen Verwerfung des Alabuga identisch ist und daß durch diese Verwerfung die neogenen Bildungen in zwei Teile gerissen wurden. Das westliche Ende des großen Schuttkegels von Bürlü ist in Abb. 48. hinter dem Pfeil 1 zu sehen. Die Ausfüllung des Großen-Narin-Beckens bedeckt an der Nordseite des Scharbel den Fuß des Berges bis zu einer Höhe von 2500 m.

Das Westende des Djamandawan-Gebirges ist von demselben Karbonkalkstein aufgebaut wie der Scharbel-Berg. Auch der Fall der Schichten ist ähnlich, die Streichrichtung des Gebirgsgrates

ist also um etwa 45° abweichend. Die großen W—O-lich ablaufenden Verwerfungen also, die den Djamandawan-Gebirgsgrat zustande gebracht haben, waren vom Aufbau der Karbonkalksteinschichten unabhängig. Dies fand ich übrigens im ganzen Tienschan so vor. Vielmehr sind die großen Karbonkalksteintafeln nach den Verwerfungen zu geneigt. Die Wirkung der Alabuga-Bruchlinie dürfte am westlichen Auslauf des Djamandawan-Gebirges stärker zur Geltung kommen, da hier die Kalksteintafeln sich ihr fügten.

Unter dem Scharbel-Berg und dem Westende des Djamandawan-Gebirges befindet sich eine große Bruchlinie. Diese Bruchlinie ist genau so lang wie die Fergana-Gebirgskette. In ihr sehe ich die Ursache und die Erklärung für die Form der Fergana-Gebirgskette. Auf Grund der Bruchlinien an der SW-Seite der Fergana-Gebirgskette und im allgemeinen auf Grund der geologischen Daten ist es anzunehmen, daß der Fergana-Grat sowie die Linie der Wasserscheide durch diesen Bruch an der Seite des Narin so geradlinig geformt wurde. Die Oberfläche ist entlang der Bruchlinie in dem Graben, der den Fergana-Hauptgrat verfolgt, so geartet, daß man auch eine 100 km lange Strecke ohne Hindernisse reiten kann. Es sind hier sozusagen nur Flüsse und Bäche zu sehen. Der tiefste Punkt des Arpa, wo er die Bruchlinie verläßt, liegt in einer Höhe von 2300 m, dann folgt ein sanft steigender Talabschnitt bis zum Tüsbel (3130 m). Nachher gelangt man an einem steileren Abhang ins Bitschan-Becken (2300 m) und dann auf die 16 km lange Wasserscheide des Bitschan-Tales, die kaum höher als 3000 m ist und zum Schluß folgt das Küldü-Tal mit seinen 2000—2300 m hohen Hügelrücken. Bis zum Kaldama ist die Entfernung von hier 28 km. Die Verwerfung setzt sich aber noch weiter fort.

Das Bitschan-Becken besitzt eine eigentümliche dreieckige Form. Offenbar entstand das Becken zwischen den Schneidepunkten dreier Verwerfungen. Die Verwerfung, die den Fergana-Grat verfolgt, trifft sich hier mit der Alabuga-Linie und der Verwerfung, die den Scharbel im Süden, eigentlich aber das Djamandawan-Gebirge im Norden, verworfen hat. Meiner Meinung nach sind alle Rinnen, die die Täler der den Fergana-Grat verfolgenden Hauptbruchlinie abzapfen, in den Schneidepunkten solcher Brüche entstanden. In 2540 m Höhe sah ich im kleinen Bitschan-Becken eine große Quelle, in welcher Kalksinter abgelagert wurde. Die Schotterausfüllung des Beckens erreicht diese Höhe. Die Aufschüttung mit Schotter erfolgte offenbar in einem diluvialen

See, die karstartige Abzapfung infolge Einsturzes eines Höhlenganges. Ein Beweis dafür, daß diese Ereignisse im Diluvium vor sich gingen, liefert der Umstand, daß der größte Teil der Schotterausfüllung noch vorhanden ist und von tiefen Gräben getrennte hohe Hügel bildet. Die Landschaft ist übrigens mit ihren rauschenden Wasserfällen und schönen Tannenwäldern auch im Oktober noch ein sehr angenehmer Aufenthaltsort im Tienschan.

In der Nähe des Tüsbel kann man durch ein jedes Tal die Fergana-Gebirgskette passieren. Dieser Umstand ist eine Folge des orographischen Charakters der bereits erwähnten Rumpffläche. Die Fergana-Gebirgskette ragt hier aus ihrer Umgebung gar nicht hervor. Es ist hier eigentlich kein Hauptgrat, nur eine Hauptwasserscheide ausgebildet, die durch den Graben der Bruchlinie von Tüsbel entstand. In diesem Graben findet eine starke Erosion mit einer tiefen Erosionsbasis statt und diese Erosion steht mit der an der Ferganaer Seite im Gleichgewicht. So bleibt also die Hauptwasserscheide gerade. Einer der zahlreichen Pässe ist der Tschitti-Paß. Er liegt an einer 3—4 km breiten Scholle, die aus der Faltung des Grundgebirges ausgeschnitten ist. In der Tschitti-Scholle ist ein ausgeschnittener Teil einer Phyllit- (Nr. 2—202), hornsteinführenden Brekzien- und Tonschiefer-Synklinale zu sehen. Die Streichrichtung der Faltung ist ausgesprochen N—S-lich, sodaß die Streichkurve von D. Muschketow hier etwas modifiziert werden muß. (Abb. 63.).

An der Westseite der Tschitti-Scholle in einer Höhe von 3270 m liegt an der Bruchlinie die Angara-Sandsteintafel (Nr. 2—201); von hier an sah ich an der Oberfläche in 13 km Breite bis zum in 2540 m Höhe liegenden Punkt des Tales kein anderes Gestein. Auch zwischen dem Tschitti-Paß und dem Djamandawan-Gebirge ist es auffallend, daß über der abgeschorenen Oberfläche des unter 50° nach OSO fallenden Karbonkalksteines, der hier Hauptmasse bildet, eine offenbar dünner geschichtete, nach SSO höchstens unter 20° einfallende Ablagerung in einer Mächtigkeit von mehreren hundert Metern liegt. Die Annahme, daß diese Schichten Angara-Schiefer oder Sandsteine sind und mit den Sandsteinschiefern unter dem Tschitti-Paß im Westen denselben Ursprung besitzen, scheint nicht grundlos zu sein. Daraus folgt, daß die Karbonkalksteinschichten schon vor der Abtragung, die der Ablagerung der Angara-Schichten voranging, Bewegungen erlitten haben. Die Angara-Schichten lagerten also erst nach der Abtragung auf die Schichtköpfe des Kalksteins. Nach der großen gemeinsamen Hebung erlitt das ganze Gebirge wieder Störungen

kleineren Ausmasses. Die in der Umgebung erfolgten großen neogenen Senkungen wirkten sich auch auf die höher gebliebenen langen Schollen aus; dieser Umstand läßt sich übrigens auch in der tektonischen Karte des Gebietes erkennen, weil man hier sieht, daß Schollen von verschiedenem Material nebeneinader gelangt sind.

Auch die westliche Angara-Scholle des Tschitti-Querschnittes weist zahlreiche Verwerfungen, meistens aber nur Flexuren auf, obwohl die Hauptmasse des Querschnittes von horizontal lagernden Angara-Schichten bedeckt wird. Eine Verwerfung konnte ich in der Nähe jenes Punktes beobachten, wo die Tajgak und Agatan genannten Täler des Tschitti-Passes zusammenkommen (2830 m), aber auch weiter unten waren noch drei Verwerfungen festzustellen.

Der Bach des Tschitti erreicht den Rand der von Angara-Schichten bedeckten, verhältnismässig auffallend wenig hohen Scholle unter 2600 m Höhe und kommt in ein enges Tal, das in ein höheres Felsengebirge eingeschnitten ist. Gleich am Anfang der Talenge mündet der Tschitti in 2540 m Höhe in den Karaschura-Fluß. Bis hierher laufen die Verwerfungen mit der Wasserscheide der Fergana-Gebirgskette parallel ab, hier tritt aber in ausgesprochen NNW-licher Streichrichtung ein horizontal gelagerter, dünnblätteriger, bläulichgrau verwitternder kalkiger Schiefer sowie ein dickerer schiefriger Kalkstein, denen ein unterkarbonisches Alter zugeschrieben werden kann, auf. Damit taucht nun ein neuer Rest des Grundgebirges auf. Der Kalkstein bildet eine schmale Zone. Weiter nach unten folgen gepreßte dunkle tonige Schiefer. Der Karaschura-Fluß fließt in einem 14 km langen, geraden WNW streichenden Tal, in welchen in diesem Abschnitt überall diese Schiefer durchgebrochen sind. Die Streichrichtung der Schiefer geht von der NNW-lichen Richtung nach unten zu allmählich in eine NO-liche Richtung über. Dieser Umstand entspricht also vollkommen der Zusammenfassung von D. Muschketow. In der Nähe des Besterek genannten Kischlak (1630 m) verläßt der Bach die Scholle der Schiefer und erreicht wieder ein vom Angara-Sandstein bedecktes Gebiet. Dies ist wieder eine Scholle, die etwa 5 km breit ist. Die Schichten fallen unter 10° nach NW bis ganz zur Vereinigung der Flüsse Karaschura und Djasi (1400 m). Hier beginnt die dritte Scholle bezw. Stufe des Grundgebirges. Auch sie ist etwa 5 km breit, ihre metamorphen Schiefer sind von den vorher erwähnten schwer zu unterscheiden (Nr. 2—203), die nach Westen steil fallenden Schichten weisen aber wieder eine Streichrichtung in 340° auf. Die dritte Stufe wird

von dem Hauptbruch des Fergana-Beckens begrenzt, die ich mit der Bujga-Bruchlinie in Verbindung gebracht habe. Hier beginnen die mächtigen roten Hanhai-Schichten des Beckens und hier ist zugleich auch der Rand des Gebirges.

Im Kogart-Querschnitt ist die Scholle der Faltung des Grundgebirges bedeutend breiter. Die Entfernung des die Fergana-Gebirgskette verfolgenden inneren Hauptbruches und der den Rand der kretazisch-tertiären Schichten vom Fergana-Becken markierenden Verwerfung beträgt vom Kaldama-Paß bis zum Kültambes- (Küldimbes-) Tal gemessen 29 km. Aber damit ist das Grundgebirge immer noch nicht vollkommen. Der Kaldama-Paß (2310 m) befindet sich nicht nur an der Hauptbruchlinie, sondern auch an der Westgrenze der mächtigen porphyrischen Biotitgranitmasse von Akschirjak, hier Makmal genannt. (Abb. 63.). Die Fergana-Gebirgskette ist hier am schmalsten und am niedrigsten (3200 m).

Charakteristisch für die Struktur der Fergana-Gebirgskette ist der Umstand, daß die Faltung des Grundgebirges, Kalkschiefer, Marmor, glimmerhaltiger, kalkiger, sandiger Schiefer (Nr. 23) in der Nähe des Kogart-Passes eine W—O-liche Streichrichtung aufweist. Über den Falten treten auch hier horizontal gelagerte Angara-Schichten auf. Die Faltung des Grundgebirges wird entlang der Kaldama-Linie durch eine Verwerfung abgeschnitten und zugleich erscheint auch der Granit. Vom Kaldama bis zum Makmal, also in einer Strecke von 26 km, konnte ich außer dem porphyrischen Biotitgranit (Nr. 11) kein anderes Gestein vom Grundgebirge finden. Das Kaldama- und Küldü-Tal sind einer Grabensenke ähnlich. Die Grabensenke wurde jedenfalls von einem Schutt ausgefüllt, dessen ältere Schichten bereits das Spätneogen repräsentieren. Die Schotterschichten der Hügel um den Kaldama-Paß, die auch eine Mächtigkeit von 200 m erreichen und in denen der Kogart und der Küldü tiefe Gräben erodierten, sind pliozänen Alters. Im Kogart-Querschnitt füllen diese Schottermassen die Lücke zwischen der Fergana-Gebirgskette und der Granitmasse des Akschirjak aus. Die Beobachtungen Machatscheks in der Lücke zwischen meinen beiden Routen bestätigen meine Annahme, wonach das lange Tal in der Verwerfung bereits während der Zerstückelung der Rumpffläche entstand, es wurde außer dem neogenen Schotter auch von der diluvialen Moräne ausgefüllt, die Bewegungen sind hier aber so jung, daß durch sie auch die Moränen verworfen wurden.

7. *Der südwestliche Rand des Tarim-Beckens vom Kisiljart bis Jarkand.*

(Hierzu Taf. VII. u. Földr. Közlem. 1922. Taf. III.).

Unter meinen Beobachtungen, die ich im Hochgebirge hinter dem Kaschgar und Jarkand gemacht habe, befinden sich einige, die mit der Entwicklung des Tarim-Beckens im engen Zusammenhange stehen. Die erste Angabe besagt, daß die Grenzlinie zwischen dem Hochgebirge und dem oberflächlichen Vorkommen seiner ältesten Gesteine zwischen dem Tüschkentasch-Köl und dem Jarkand-Darja in einem rund 250 km langen Abschnitt gerade verläuft. Wie auch immer die Struktur des Grundgebirges geartet sein mag, ist an dieser Linie entlang das Grundgebirge scharf abgeschnitten. Daraus geht klar hervor, daß in einem bedeutenden Teil des Tarim-Beckens die abgebrochenen Teile des südlichen Hochgebirges bedeckt sind.

Nach der zweiten Beobachtung ist diese Hauptbruchlinie die Leitlinie eines Bruchliniensystems, das die Längs- und Querbrüche, die sich der Faltung des Grundgebirges fügen, in einer breiten Zone in sich trägt. Das System der Bruchlinien ist im Inneren des Hochgebirges und am Rande des Tarim-Beckens gleich. Der wesentliche Unterschied besteht nur darin, daß im Inneren des Hochgebirges die strukturellen Schollen zwischen den Bruchlinien sich in derselben Höhe befinden oder nur durch die Auspressung einiger höheren Schollen in eine höhere Lage gelangten, während am Rande des Tarim-Beckens, an der vorher erwähnten Leitlinie, die Schollen in 250 km Länge in die Tiefe gesunken sind.

Diese Feststellung ist auch gleich die dritte Angabe, die sich auf die Stufen, die bei der Senkung der Schollen in der Richtung des Tarim-Beckens entstanden, bezieht, mit anderen Worten besagt also diese Angabe, daß die vorher erwähnte Leitlinie nicht als eine einzige einheitliche Bruchlinie betrachtet werden kann. Infolgedessen bildet auch das südliche Hochgebirge, der Leitlinie scheinbar widersprechend, keinen einzigen einheitlichen Gebirgsrand. Entsprechend der Natur der Schollen besteht der Beckenrand, wenn er auch gerade geartet sein mag, aus lauter Kaps und ausgekeilten Schollen. Die Leitlinie kommt jedoch auffallend zur Geltung. An ihr ragen stellenweise noch aus der Auffüllung des Tarim-Beckens einige Klippen, die inselartigen Kronen von herabgesunkenen Schollen, hervor, während weiter von dieser Leitlinie entfernt keine einzige Klippe mehr zu sehen ist. Diese Seite

des Tarim-Beckens unterscheidet sich also von der Nordseite. An der Leitlinie sank das Tarim-Becken ohne Rest in einer Einheit ab.

Man besitzt aber auch eine vierte Angabe, die darauf hinweist, daß im Hochgebirge und zwar an jener Stelle, wo die hohen Berge zu der Leitlinie sehr nahe liegen, in der Richtung des Tarim-Beckens *Überschiebungen* vor sich gingen. Die fünfte Angabe bezieht sich auf das Alter der Einsenkung des Tarim-Beckens. Im Süden bedeckten die roten Hanhai-Sandsteine das ganze Gebiet der heutigen Hochgebirge. Dies bezeugen auch die 5000 m hohen felsigen Schneeberge des Pittik-Tau. Diese beiden Daten widersprechen den Beobachtungen der bisherigen Forscher. Zwischen der Nord- und Südseite des Tarim-Beckens besteht kein Unterschied darin, daß im Süden die Aufschiebungen und die durch den Seitendruck hervorgerufenen Überschiebungen fehlen. Die sind hier auch vorhanden. Aber auch nicht darin, daß sich die Hanhai-Schichten im Süden nur bis zum Fuße des Hochgebirges aus-

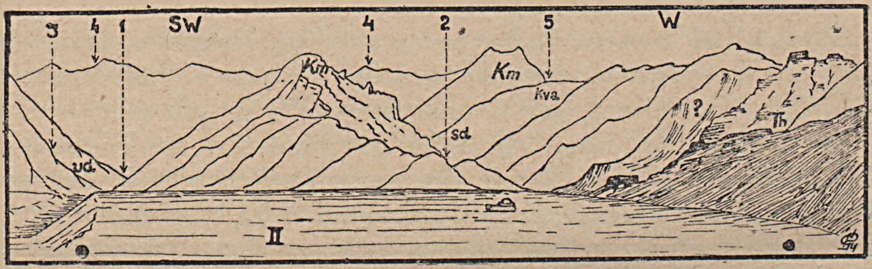


Abb. 64. Der Gebirgsrand am Tschimgen Tal, in der NO. Gegend des King-Tau Gebirges. Der Aussichtsp. liegt an der Vereinigung der beiden Flüssen Tschimgen-Su und Kur-Tschimgen-Su (2560 m). 1: Tschimgen Tal. 2: Kur-Tschimgen Tal. 3: Kotorak Tal. 4—4: Östlicher Abschnitt des King-Tau. 5: Paß Atdjeilö (3910 m). — ? : Schichten von unbekannter Art, vermutlich Schiefer, stark gefaltet. ud: Uralitdiabas. sd: Spilitdiabas. kva: Kwarzdioritaplit. Km: Karbonkalkstein. Th: Roter Sandstein. II: Die hohe jungdiluv. Terrasse,

strecken. Sie bedeckten auch hier das ganze Land. Diese Tatsache sollte darauf hinweisen, daß zur Zeit ihrer Ablagerung im Süden die Stufe des Hochgebirges und der niedrigere Horizont des Tarim-Beckens bereits ausgebildet waren. Demgegenüber scheint es sicher zu sein, daß auch im südlichen Hochgebirge keine jüngeren marinen Ablagerungen als die karbonischen nachzuweisen waren. Die Bildungen, die jünger als karbonisch sind, sind terrestrische Sedimente oder entstanden durch die Verwitterung oder aber lagerten in den Flüssen und Seen ab. Die kretazische-eozäne Transgression erreichte dieses Gebiet nicht. Es ist bekannt, daß das Tarim-Becken zur Zeit der Transgression des kretazischen-eozänen

Meeres noch nicht existierte, da dieses Meer sich vom Westen von Fergana her nach Osten ausstreckte. Das Tarim-Becken ist also zweifelsohne ein Jungtertiärbecken.

Das nordwestliche Ende der vorher erwähnten Leitlinie liegt bei der Mündung des Tschimgen-Su, an der nördlichen Ecke des Kajin-Gebirges und der großen vulkanischen Masse des Atdjeilö. Zwischen dem Zusammenfluß des Tschimgen-Su und des Kur-Tschimgen ist eine kleine Karbonkalksteinscholle eingekeilt. Im Osten liegt daneben ein vom Uralitdiabas, im Westen ein von irgend einem schieferigen Gestein aufgebauter Berg. Die Bruchlinie ist hier so scharf, daß die fast horizontalen Tafeln des roten Sandsteins sich an die drei Berge anschmiegen (Abb. 64.). Westlich von dieser Stelle ändert sich plötzlich die Richtung der Brüche. Bis hierher erstreckt sich auch die Ebene des Tarim-Beckens. Zwischen den chloritschieferigen Felsen des Ulugart-Tores (Dscholsu-Mojnok) und dem Aktschi-Hügel, der das aus Sümpfen bestehende

Abb. 65. Stark gepreßte Faltungen der roten Sandsteinschichten an der Nordverwerfung des Minteke-Tau (S. Taf. V). 1: Die Mündung des Kogrim (2930 m) im Kisiljart Tal.

Becken Tschimgen-Sas aufstaute, befindet sich eine nordsüdliche Bruchlinie. Sie bildet die Westgrenze der großen Wüste. Die Wüste erstreckt sich zwar an den Hügeln und Bergen noch weiter nach Westen, in den Tälern jedoch befinden sich bereits Bäche, Sträucher und Bäume. Alles was westlich der Bruchlinie des Aktschi liegt, ist kein richtiger Bestandteil des Tarim-Beckens. Diese Partie ist eigentlich ein zwischen den Tienschan und den Pamir eingekeilter Graben, der nicht zur Senkung des Tarim-Beckens gehört, sondern eine Zusammensetzung von selbstständiger Struktur der Längeren oder kürzeren Grate der westlich-östlich und darauf quer entstandenen Tienschaner Brüche darstellt.

Doch muß man hinter der Aktschie-Bruchlinie den Rand des

Tarim-Beckens betrachten. Im geographischen Sinne gehört dieses Gebiet noch zur Randzone. Die Oberfläche dieser Zone ist genau so geartet wie die der übrigen Abschnitte. Nur die orographischen Linien laufen schon auffallend senkrecht zum Ufer des Tarim-Beckens. Sie liegen parallel mit dem Rande des Tienschan. Das Orogen des Tienschan verläuft ohne Unterbrechung an der Westecke des Tarim-Beckens nach dem Nordfusse des Alai-Gebirgssystems. Es biegt sich nicht in das Tarim-Becken um. Es wird jedoch vom nordwestlichen Rand dadurch getrennt, daß vor ihm nicht das Tarim-Becken liegt. Dieser Abschnitt ist nämlich zwischen dem Bolor-Tag und dem Koktan-Tau hineingepreßt. Infolge-

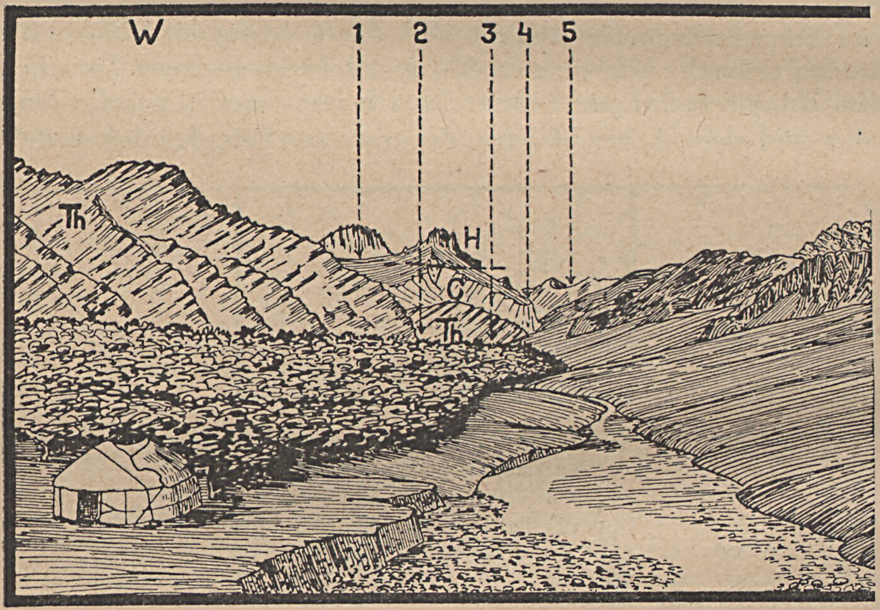
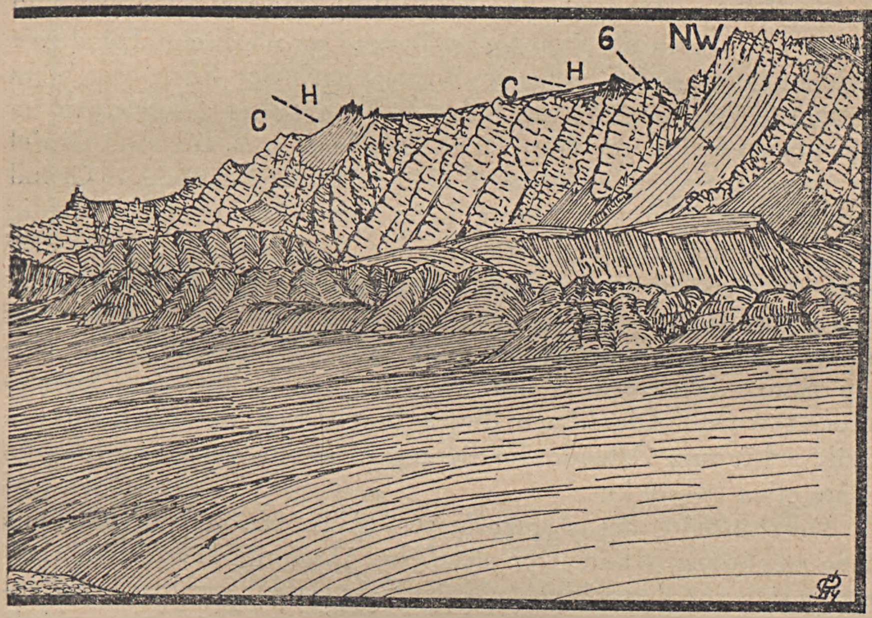


Abb. 66 a—b. Das Aigart Tal. Aussichtsp. 2900 m. an der Mündung des Musduk Bach. 1: Bogol-Dscheilö Tal. 2: Külgünek Mündung. 3: Tüschken-Tasch-Köl. 4: Mein Lager 28—29. VI. 1909. 5: Aigart Paß (3850 m). 6: Die Ursprungstelle des großen Tüschken-Tasch Bergsturzes. — Th: Roter Tibet-Sandstein (Vorkretazisch). C: Artysch-Konglomerat. H: Artysch-Sandstein. Das Tal ist schutterfüllt ohne Terrassen. An dem Musduk-Schutthalden Pappelnau, sonst Halbwüste.

dessen sind hier keine sich nach Süden biegenden Bögen vorhanden, nur nebeneinander gereihte geschlossene gerade Grate und Bergreihen mit wüsten Wänden zwischen den schmalen Tälern. Es fehlen hier auch die Becken, die von den in die Schotterebene gesunkenen Graten umgeben werden.

Vom Westen ausgehend befindet sich unterhalb des Kalksteingrates des Minteke eine von rotem Sandstein aufgebaute, etwa 8—15 km breite Landschaft. Hier streichen die ganz lilaroten schieferigen Sandsteine wie auch die ziegelroten gröberen schotterigen Sandsteine und die kalkigen grauen Sandsteine (Nr. 2—81) in 260° Richtung. Wenn diese Schichten zusammengefaßt werden, ergibt sich eine außerordentliche Mächtigkeit. Dieses Sandsteingebirge trennt sich in der Orographie von den Kalksteinen des Minteke-Grates, weil am Nordfusse des Gebirgsgrates nach Angabe meiner einheimischen Führer ein bequemer Weg, der Minteke-Dschol, direkt zum Aigart-Paß führt. Diejenigen, die kein großes Vertrauen



zu ihren Pferden haben und die den Kisil-Su nicht öfters durchqueren wollen, weil dies bei einem höheren Wasserstand leicht gefährlich werden kann, fahren von Muk-Karaul nach Kaschgar über den Minteke-Dschol. Die Talreihe des Minteke-Dschol wurde am Fusse des vorher erwähnten Kalksteingrates erodiert.

Die Tafeln des roten Sandsteins sind stark gestört. In der Nähe von Muk-Karaul sind sie sogar leicht gefaltet. Der rote Sandstein ist in eine steile Antiklinale gefaltet, wo er durch die überschobene Falte des Markanata gedrückt wurde. Das Tal des Kisil-Su durchbricht die Antiklinale der Länge nach, jedoch nicht in einer geraden Linie, sondern ruckweise nach Norden führend, als wenn es durch die epirogene Hebung großen Grades vom Bolor-

Tag nach dieser Richtung verschoben worden wäre. In 3120 m Höhe, 14 km von Muk-Karaul entfernt, verläßt der Fluß die Antiklinale, biegt sich nach Norden und schneidet eine Schlucht in die ruhiger gelagerten Tafeln ein. In der Nähe der Kogrim-Mündung kann in den Tafeln wieder eine größere Störung beobachtet werden. Ich sah hier auch eine zerrungähnliche Bruchlinie (Abb. 65). Senkrecht stehende und dann steil nach Süden fallende Tafeln des grauen Kalksteines sind hier, voneinander durch eine Verwerfung getrennt, vorhanden. Hinter einer anderen Verwerfung befinden sich im Dongus-Bulak-Tal die fast horizontal liegenden Tafeln des roten Sandsteins.

In 2770 m Höhe erreicht der Kisil-Su eine große Schlucht und durchbricht durch sie den Aigart-Berg. Das nördliche Tor dieser Schlucht liegt an der Stelle des Karaul nach der Karte von Stein in einer Höhe von 2970 m. Seine Höhenangaben übersteigen im allgemeinen meine um 200—300 m. So gibt er z. B. für zwei Gipfel des Aigart-Berges eine Höhe von 4340 bezw. 4580 m an. Auf Grund meiner Messungen und Skizze kann diese Angabe nicht richtig sein. Nach meinen Daten erreicht der Aigart-Berg höchtens 4200 m Höhe. Der Berg ist in der Höhe sowieso sehr eigenartig und noch eigenartiger wäre es, wenn er noch höher wäre, als es in meinen Notizen angegeben ist. Der Berg stellt nämlich eine einzige riesige Schottertafel dar, die von den Gräben der Flüsse so geformt wurde. Die Länge dieses Berges von der Schlucht des Kisil-Su bis zum Ostende des Berges gemessen beträgt 60 km, die Breite etwa 18—19 km.

Die Südseite des Aigart-Berges (Abb. 66a—6.) besteht aus einer mächtigen Wand. Der westliche Abschnitt dieser Wand erstreckt sich von der Schlucht des Kisil-Su etwas über den Üschkentasch-See, ihre Länge beträgt also etwa 26 km. Die Linie verläuft gerade, als wenn die Südseite durch eine Verwerfung abgeschnitten worden wäre. Davor befindet sich jedoch ein breiter Trog, auf dessen Grund der ältere rote Sandstein und der schotterige Sandstein liegt. Der Trog ist also eine Rinne, aus der das das Hangende bildende graue Kalksteinkonglomerat abgetragen wurde (Taf. V.). Der Aigart-Berg wird etwa in der Mitte seiner großen Felsenwand durch einen Gebirgsgrat mit dem Ende des Minteke-Grates verbunden. Auf diesem Grat befindet sich der Aigart-Paß (3850 m). Der Trog des roten Sandsteins wird durch den Grat des Passes in zwei Teile geteilt. Die sich nach Westen neigende Hälfte wird Dongus-bulak, die sich nach Osten neigende Hälfte Aigart-Tal genannt. Der Grat des Passes selbst wird aber von den Bän-

ken des grauen Kalksteinkonglomerats bedeckt, was darauf hinweist, daß rechts und links in den beiden Tälern eine Lücke dieses Gesteins vorhanden ist. In den großen Schotterstücken des Konglomerats kommen am Paß zahlreiche unterkarbonische Fossilien (Nr. 2—82) vor und, soweit ich beobachten konnte, entstand die ganze Masse des Aigart-Berges durch das Zusammenzementieren des der

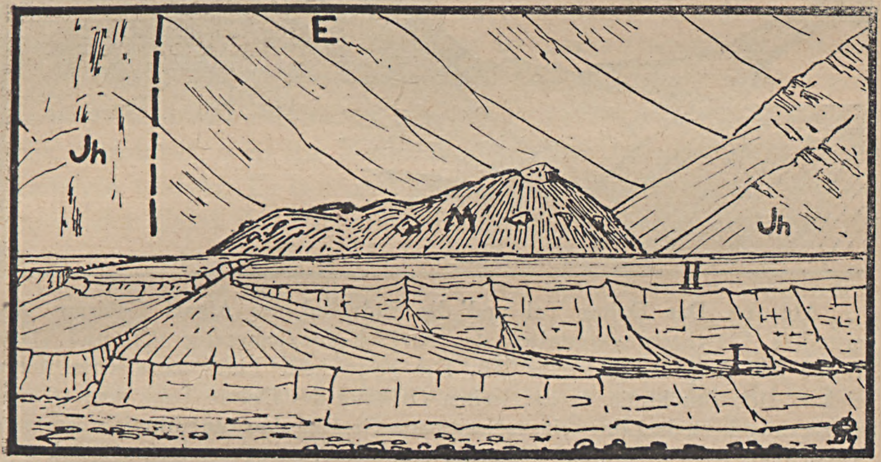


Abb. 67. Ein Nebental des Minteke Tales (Taf. V) an der Kote 2955. Eine Verwerfung in dem Angara-Sandstein (Jh). M: Moränenrest. I u. II: Jungdiluv. Terrassen.

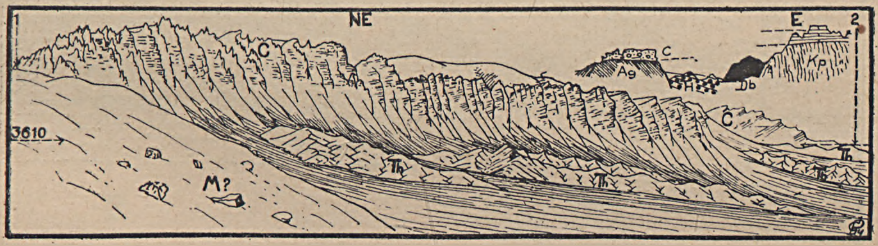


Abb. 68. Die Südwand der Aigart Hochflächen und ein Querschnitt von dem Tal Tüschkentasch-Köl. Der Aussichtsp. liegt am Ostabhang (3610 m) des Aigart-Aschu (3850 m). 1: Aigart-Paß. 2: Tüschkentasch-Köl. — Kp: Kwenlun-Schiefer. Db: Diabas. Km (Tafel): Oberkarbon. Kalkstein. Th: Tibet-Sandstein. A9: Aigart-Konglomerat. H.: Umgelagerter Schotter C: Konglomerat und Schotterdrecke. M: Moränen.

karbonischen transgressiven Decktafel des Bolor-Tag entstammenden Kalksteinschotters. Der Aigart-Berg bildete einen riesigen Schuttkegel, der die abgesunkenen Tafeln des roten Sandsteins bedeckte. Es muß aber betont werden, daß der Dongusbulak-Aigart-

Trog die gerade Fortsetzung des Tales von Kisil-Su und des Minteke-Dschol darstellt, d. h. am Nordfusse des Bolor-Tag befindet sich vom Kisiljart bis zum Tarim-Becken in einer fast geraden Linie ein auffallender Graben. Er ist wahrscheinlich einer der

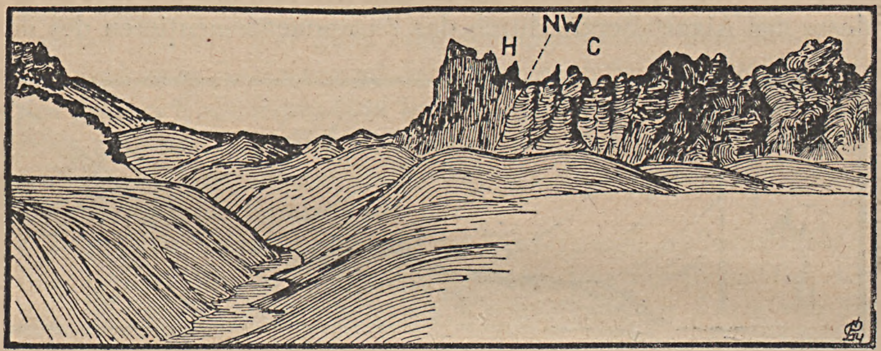


Abb. 69. Das Doltar Tal und die Südwand des Aigart Gebirges. Abgerundete Verwitterungsgestalten des Artysch-Konglomerates (C), und glatte Wände des Artysch-Sandsteins (H). Die gestrichelte Linie dazwischen kennzeichnet eine Bruchlinie. In der weiten Öffnung des Doltar Tales verwaschene Schotterhügel, in dem dort eingeschnittenen Graben eine jungdiluviale Terrasse (Aussichtsp. 2400 m) mit der Haupterrasse des Aigart-Su verschmelzend.

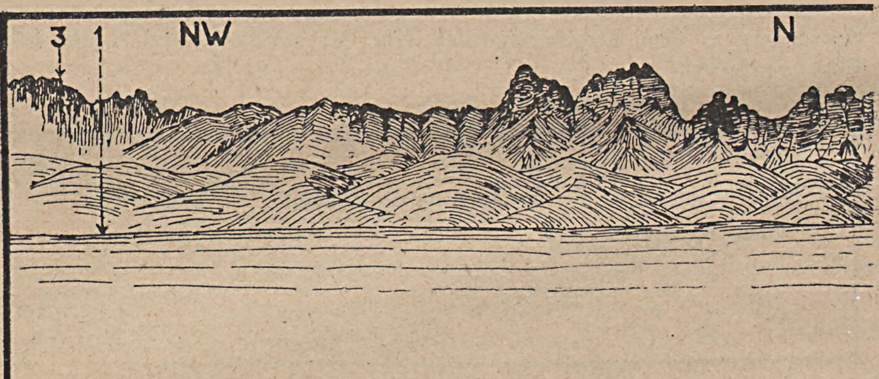


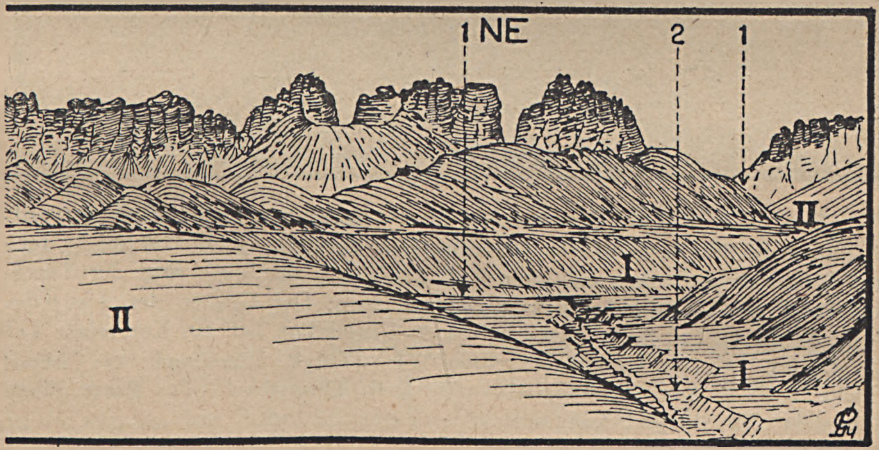
Abb. 70. a—b. Die zerhackt verwitterte Südwand des Aigart Gebirges in der Gegend des Durchbruches des Aigart-Su. 1—1—1: Der Graben des Aigart-Su. 2: Targalik-Su. 3: Konglomerat-Berg am Doltar. II: Jungdiluviale breite Hauptterrasse des Aigart-Su. I: Altalluviale Terrasse. Aussichtsp. 2345 m.

zahlreichen Längsbrüche, in denen ein Tal entstand. (Abb. 66 a—b).

Nach der großen Felsenwand hinter dem Aigart-Paß folgt im Osten ein um ein paar hundert Meter niedrigerer Rücken. Wie vom

Aigart-Paß aus sieht man auch von hier den breiten und flachen Rücken des Aigart-Berges mit einer öden Wüste, die nur vom Wind gewellt worden ist. Von diesen hohen Schotterwüsten kommt der kalkige Staub in großer Menge herab, die gelegentlich den ganzen Westteil des Tarim-Beckens in eine Staubwolke einhüllt. Im Rücken sind die dürren Schluchten der Täler Karatömör und Doltar (Abb. 69) eingeschnitten. Sie dürften durch das Wasser sehr langsam erodiert worden sein, da es in dieser Gegend sehr wenig Regen und Schnee gibt. Östlich des Doltar kommt wieder eine Schotterwand. Sie zeigt aber schon ein anderes Bild als der westliche Abschnitt, weil ihr Material aus einem leicht verwitternden Sandstein besteht. Es eststand hier eine Sandsteinfelsenlandschaft wie in der Tafel des Elbsandsteins in Sachsen, nur daß hier die Masse imposanter sind. (Abb. 66—b, 69, 70 a—b, 71—b).

An der Sohle des Aigart-Tales sind Schutthaufen vorhanden, die aus den Tafeln des roten Sandsteins durch Abspülung und durch die Tätigkeit des Windes entstanden sind. Bis zum Bache des in 3225 m Höhe von Süden einmündenden Tales Bogol-Dscheilö werden diese Haufen von Schotter und Sand bedeckt, der von der großen Felsenwand des Aigart-Berges abstürzt (Abb. 66 a—b).



Etwas weiter nach unten ist ein riesiger Bergsturz zu sehen. In einem etwa 5 km langen Abschnitt ist die große Wand vermutlich in den letzten Jahrzehnten des vorigen Jahrhunderts abgestürzt und hat mit dem Schutt das ganze Tal verschüttet. Das Wasser des Bogol versiegt im Schutt. Der Bogol und von ihm 5 km entfernt der Külgünek führen das Schmelzwasser von großen Gletschern. Diese Gletscher befinden sich an demselben nördlichen

Nebengrat des King-Tau, an dem auch die Gletscher des Kogrim und des Koldosun sind. Aus dem Geröll der Bäche kann man schliessen, daß hier die vorherrschenden Gesteine Diabas, kristalline Schiefer und in größerer Menge Karbonkalkstein sind. Das Grundgebirge wie auch die Tschimgener Masse des Diabas erreicht unmittelbar das Aigart-Tal. Weiter nach Osten vom Küschkentasch-See an der Talsohle unter dem Schutt strömt bereits ein Bach aus, der ziemlich viel Wasser führt. Von den Bergen, die aus leicht verwitternden Gesteinen bestehen, gelangt der Schutt aber noch immer in einer so großen Menge in das Tal hinein, daß der Bach streckenweise kaum an der Oberfläche bleiben kann.

Abb. 66. a—b. zeigt die Lage und Struktur des nach Süden

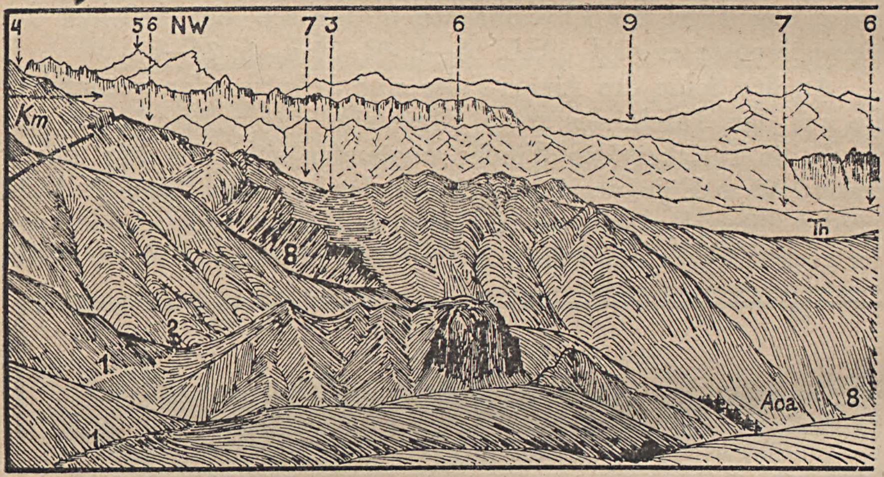
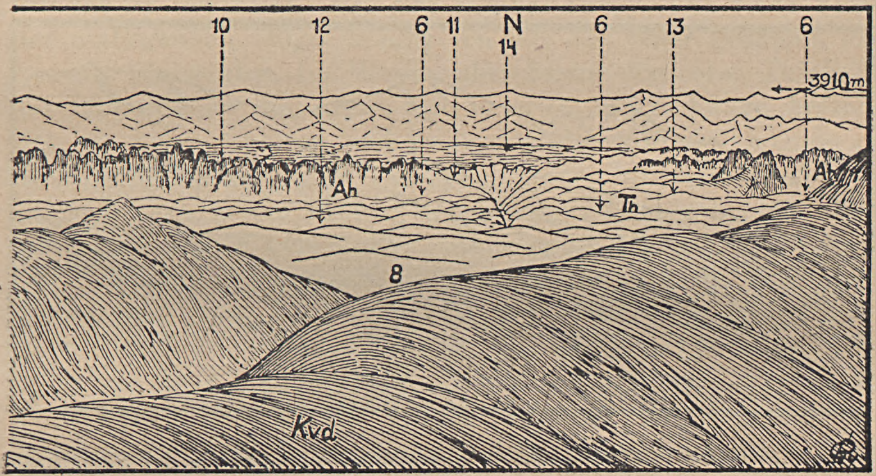


Abb. 71. a—b. Eine Gesamtansicht von dem Paß At-Djeilö (3910 m). 1—1: Saumweg in das Targalik Tal (Reiseroute d. Verf.). 2: Joch 3765 m. 3: Joch mit Saumweg nach dem Koldosun Tal. 4: Hier in der Tiefe liegt der Tüschken-Tasch See. 5: Silja-Uzun-Kija Gebirge. 6—6: Der Graben des Aigart-Su. 7—7: Koldosun Tal. 8—8: Targalik Tal. 9: Ulugtschat Tal. 10: Karatemör Tal. 11: Doltar Tal. 12: Ujugur Hügelland 13: Taldyk Hügelland. 14: Aigart Hochfläche. — Aoa: Albitoligoklasaplit. Kvd: Quarzdiorit. Th: Roter Tibet-Sandstein. Ah: Artysch-Konglomerat.

fallenden roten Sandsteins, des nach Norden fallenden Konglomerats und seines Hangendsandsteins. In 2800 m Höhe wird das Aigart-Tal breiter und erreicht ein breites Schotterfeld. Diese Gegend zeigt schon das Antlitz eines ausgewaschenen Badlandes. Die tiefen schluchtartigen Täler weisen darauf hin, daß das breite Feld Ujgor eine spättertiäre oder frühdiluviale Aufschüttung ist. Es ist ein Tafelrest von einer früheren Oberfläche des Tarim-

Beckens. Hier lag aber auch schon das Ufer des Eozän-Meeres vor der Entstehung des Tarim-Beckens.

Wo der Aigart-Fluß dieselbe geographische Länge erreicht, an der die Flüsse Tschimgen-Su und Kur-Tschimgen zusammen fliessen, biegt er sich plötzlich nach Norden und schneidet mit seiner Schlucht das Ostende des Aigart-Berges ab. An derselben geographischen Länge fließt der Tschimgen, der aus dem Zusammenfliessen der beiden vorher erwähnten Flüsse entsteht, im rechten Winkel nach Osten. Früher floß offenbar auch der Tschimgen in die Aigart-Schlucht hinein, später aber riß der Einsturz des Tarim-Beckens von rechts durch die Vermittlung des kleinen Tschimgen-Sas-Beckens den Tschimgen an sich. Ein Bild



von dieser Landschaft habe ich bereits samt der Beschreibung des tektonischen Aufbaues veröffentlicht (Földrajzi Közlemények 1922, Taf. III). Zwischen die Hanhai-Schichten sind hier die sanft gefalteten ostreenführenden Fergana-Schichten regelmäßig eingelagert und zwar in der Synklinale der kretazischen-eozänen roten Wüste. Der Tschimgen fließt von diesem sumpfigen Becken durch ein in den Schollenhügeln des weißen Grobkalksteins erodiertes Tor in die Wüste. Nach einer 1 Kilometer langen Strecke verschwindet aber schon das Wasser des Flusses, es versiegt im großen Schotterkegel, der selbst vom Tschimgen in einer humideren Periode abgelagert wurde. Dieser Kegel besitzt, heute bereits sehr langsam wachsend, eine Länge von 26 km. Seine Halde liegt im Tor in 2380 m und sein Ende in der Sandwüste von Soksöl in 1760 m Höhe.

Der Schuttkegel des Tschimgen vereinte sich mit dem des

Ulugart. Die Halde des Schuttkegels vom Ulugart liegt in 2620 m Höhe. Auch sein unteres Ende liegt in einer größeren Höhe (1900 m) und seine Länge beträgt etwa 28 km. In dieser Höhe wird er bereits vom Flugsand des Tarim bedeckt. Der Ulugart nämlich, der bedeutend mehr Wasser führt, zerschnitt seinen alten Schuttkegel und erodierte in ihm ein tiefes Tal (Abb. 72). Die Erosionstätigkeit des Flusses hat bereits stark nachgelassen, der Fluß verzweigt sich im Tal mit einem Unterlaufcharakter, er erodiert nicht mehr sondern schüttet wieder auf. Auch die Abb. 72 zeigt, daß sich im Hintergrund, am Fusse des Hochgebirges, beträchtliche Schotterhügel erheben. Sie stellen die Reste eines noch älteren Schuttkegels dar. Die vielen Terrassen über dem Bett des Ulugart

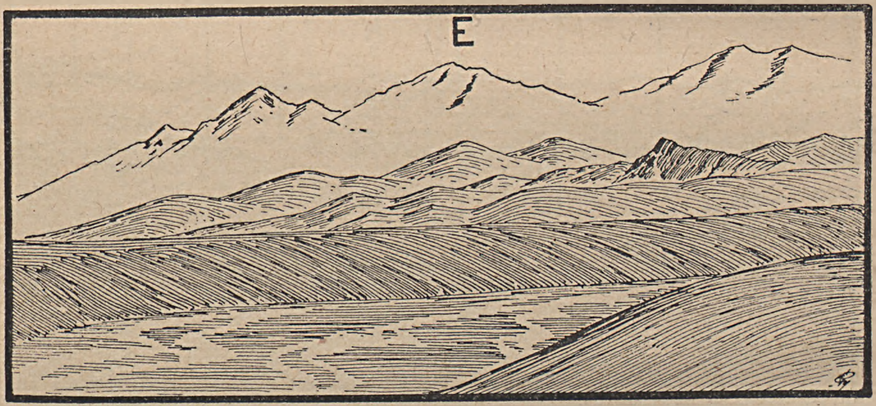


Abb. 72. Ein Teil des großen Ulugart Schwemmkegels in der Singarkasch Wüste mit der III. Terrasse. Aussichtsp. 2400 m.

beweisen, daß der Ulugart wiederholt eine erodierende und aufschüttende Arbeit leistete.

Die miteinander verschmolzenen Schotterwüsten des Tschimgen und des Ulugart werden Singarkasch genannt. An ihren unteren Rändern befindet sich eine durch höhere Schottertafeln unterbrochene Sandlandschaft, in der der herrschende östliche Wind schöne Barkhane ausgeweht hat. Die erste Quelle erscheint am unteren Rande der Singarkasch-Wüste in 1670 m Höhe. Der Rand der Oase liegt hier in 1460 m Höhe. Nördlich der Opal-Oase erheben sich lange Konglomeratgrate in 250—260° Richtung streichende Felsenwände aus dem Sande empor, die bezeugen, daß die Berge, die eine Struktur von demselben Ursprung besitzen wie der Aigart-Berg, heutzutage vom Sand des sinkenden Tarim-Beckens bereits fast überdeckt werden. Sämtliche Flüsse biegen

sich nach Osten, sobald sie den Bolor-Tag verlassen. An der geographischen Länge von Kaschgar fließt bereits eine Reihe von Flüssen parallel mit einander nach Osten (die Berieselungskanäle werden natürlich außer acht gelassen). Im westlichen Winkel des Tarim-Beckens kommt die gitterige Struktur der W—O-lichen und N—S-lichen Bruchlinie, also die strukturelle Eigenschaft des Bolor-Tag noch vollkommen zur Geltung.

Der *Ges-Darja* wird im Tarim-Becken Barün-Östen-Darja genannt. Dieser Fluß erreicht das Becken in etwa 1700 m Höhe. In 2200 m Höhe erreicht er aber schon in der Nähe von Atschik-Tasch die äußerste Rand-Verwerfung des Grundgebirges und fließt von hier an in einen 32 m langen genau nach Norden verlaufenen Graben bis zu der Ebene auf den Hanhai-Tafeln. Die roten Felsen der umliegenden Hügel konnte ich nur aus einer größeren Entfernung beobachten. Im Westen aber hinter den roten Tafeln bis zur Einmündung des Argos, also in etwa 20 km Länge, befindet sich ein hohes Gebirge und zwar das abgeworfene Ostende der Schieferfalte des Atojnok-Tau. Der Argos-Fluß erreicht also das Tarim-Becken genau so wie der Ulugart. In den beiden Fällen vereinigen sich je zwei größere Flüße genau am Rande der Ebene. Der Ges kommt vom Süden aus einem Querbruch, der Argos vom Westen aus einem Längsbruch. Auch in dieser Tatsache sehe ich einen Beweis für die quadratische gitterige Struktur. Einige Kilometer vor dem Zusammenfliessen der beiden Flüße werden die roten Tafeln bereits vom grauen kalkigen Konglomerat, vom Schotter der Artisch-Schichten, bedeckt. Soviel konnte ich aus der Ferne beobachten. Das jetzt beschriebene Tal wurde vor mir von Aurel Stein befahren. Meine Route liegt in 7—8 km Entfernung östlich des Ges.

Vom Kain-Davan des *Üssen*-Gebirges und aus den Keklidschül-Tal sieht man, daß der rote Trog zwischen dem Dscheken-Berg und dem Kaindavan-Berg gegen das Tarim-Becken offen ist. Durch die Täler, die zwischen den sanft gebogenen Gebirgsrücken, die nicht höher als 3400 m sind, liegen, sah ich bereits die Ebene des Tarim-Beckens. Die riesigen Berge Koksel, Korgontasch und Pittik bilden die Eckpfeiler von einem rechtwinkligen Dreieck, innerhalb dessen sich eine Senkung und darin die eingestürzten Reste, Schellen, von Bergen befinden. Auch die Kalksteingrate des Kaindawan und des Dscheken sind solche Reste. Der letztere erhebt sich aus den Hanhai-Tafeln bereits stark zergliedert. Wo der Üssen-darja die Schlucht des Kaindawan-Berges verläßt, erreicht er eigentlich bereits den Rand des Tarim-Beckens, da das vorher erwähnte

große Dreieck bereits eine zum Tarim-Becken gehörende tektonische Bucht bildet. An einer anderen Stelle habe ich bereits darüber berichtet, daß der Karbon-Kalkstein um den Kaindawan stark gefaltet ist. Die darüber lagernden bezw. durch die Senkung daneben gelangten Angara-Tafeln sind aber fast vollkommen ungefaltet. Eine größere Biegung, Flexuren, erlitten sie nur in den großen Verwerfungen. Die Tafeln des Angara-Sandsteins werden sowohl in der nach dem Tschutek offenen Senkung wie auch gegen Norden im Graben des Üssen-darja von roten Hanhai-Schichten bedeckt. Auch die Tafeln der Hanhai-Schichten sind nur im kleinen Masse gestört. Durch die große Verwerfung am Nordfusse des Dscheken-Berges wurden sie durch eine genau erkennbare Flexur in die Tiefe verworfen. An diesen Stellen sind wunderbare lokale Falten zu sehen, was auch leicht zu verstehen ist, wenn man be-

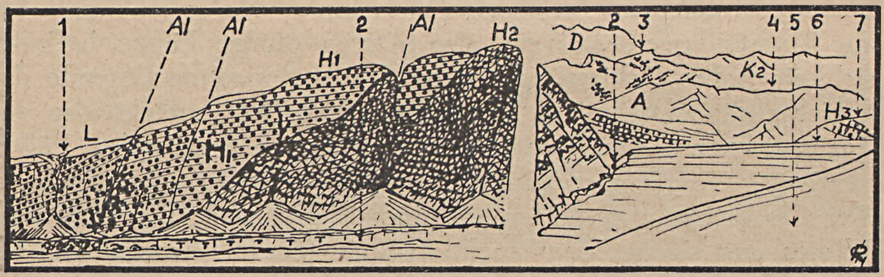


Abb. 73. Das Tal des Üssen-Darja an der Korgon Mündung. Aussichtsp. 1950 m. 1: Dscheken Graben. 2—2: Üssen-Darja. 3: Paß Kain-Dawan (3270 m). 4: Korgon Tal. 5: Die Schutthalde des Atschik-Tasch. 6: Ghedru-Djar Tal. 7: Atschik-Bel Tal. — D: Dolomit. K2: Oberkarbon. Kalkschiefer. A: Angara-Sandstein (Vorkretazisch). H3: Rotes Hanhai-Konglomerat. H2: Salzformation (Mergel, Gips, Salzton). H1: Artysch-Konglomerat. L: Löß. Al: Ganz junge Brüche.

denkt, daß hier im roten Sandstein viele Schichten vom Salzton zwischengelagert sind.

Die Schlucht des Üssen-darja am Dscheken-Berg wird in Abb. 73. dargestellt. An der rechten Seite dieser Abbildung weisen einige skizzenhafte Linien auf das tektonische Bild hin. Wie aus der Abbildung zu ersehen ist, verdient die Schlucht kaum den Namen einer solchen. Man hat es hier eigentlich mit einer mehreren Kilometer breiten Grabenverwerfung zwischen dem Korgontasch und dem Dscheken-Berg zu tun. Der tektonische Graben wird von den eingestürzten Tafeln der Hanhai-Schichten ausgefüllt und der Fluß erodierte die Schlucht nur in diesen Tafeln. Der ältere grobe rote Sandstein (H3) ist unter der Schlucht in die Tiefe ge-

sunken. In der Schlucht erscheint an den untergewaschenen steilen Wänden die wechsellagernde Schichtserie des Salztones, des Mergels und der mächtigen Kalksteinschichten (H2). An der Westseite aber kommt der rote Sandstein hinter den salzführenden Schichten in Form von großen Schollen in der Höhe vor. Die salzführenden Schichten sanken an den N—S-lichen und NO—SW-lichen Brüchen mit plötzlichen Abbiegungen in die sich einkeilende Bucht des Tarim-Beckens ab. Es war hier offenbar eine Bucht vorhanden, in die schon das eozäne Meer zwischen die damaligen Uferlinien des roten Sandsteins eindringen konnte. Das Profil der Abb. 73. bezeugt, daß hier im Zusammenhange mit dem zweiten Senkungsrhythmus die Halde eines Flusses vorhanden sein mußte, der Schotter in sehr großem Masse in den Graben führte. Über den sich abbiegenden Tafeln der salzführenden Schichten lagert näm-

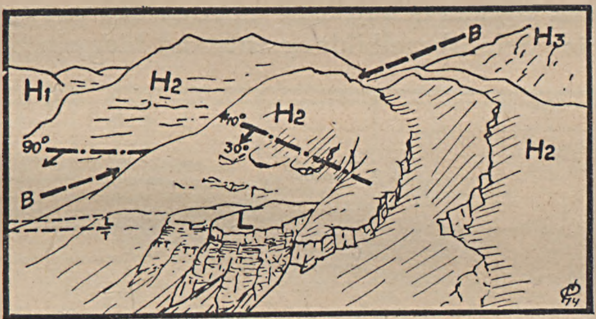


Abb. 74. Die Schichten der Salzformation an der Kusgun-Ujak Wand gegenüber dem Dscheken Graben (S. Abb. 73.) H3: Roter Hanhai-Sandstein. H2: Salzton, Gips und weißer Kalk. H1: Artysch-Sandstein mit Konglomerat-Bänken. T: Terrassenschotter. L: Löß. B—B: Bruchlinie.

lich eine Schottermasse, die die Brüche der salzführenden Schichten bedeckte. Nachher erfolgte dann die Erosion der Schlucht. Der mit Hl bezeichnete Schotter brach dann an wiederauflebenden Brüchen entlang stufenweise nach der Richtung des Tarim-Beckens ab. Der Üssen-darja kann in der Schlucht die große Masse des von den Wänden dieser lockeren Schichten abgewaschenen Schuttes kaum durchdringen. Infolgedessen ist die Aufschüttung so bedeutend, daß heute nur eine einzige Terrasse existiert. In der Höhe sieht man jedoch noch die kleinen Reste von den älteren Terrassen.

Unterhalb der Dschekener Schlucht des Üssen-darja schnitt der Fluß in den stufenförmig abgebrochenen Schotter (H 1) einen sehr tiefen schluchtartigen Graben ein. Die 100 m mächtigen

unterwaschenen fast senkrechten Wände des Schotters sind auch aus der Ferne zu sehen. In 1800 m Höhe folgt auch der Üssen-darja dem Gesetz des Tarim-Beckens und biegt sich plötzlich nach Osten.

Aus diesen Daten geht also bezüglich der Hanhai-Periode klar hervor, daß *die rote Wüste bald nach der Ingression des eozänen Meeres* nicht mehr existierte. Über die eozänen Schichten (die salzführende Schichtserie muß auf Grund der Überlegungen auch als Eozän betrachtet werden) lagerte der rote Sandstein nicht mehr in großer Masse ab. Grauer Schotter und Sand lagert hier, was auf größere Flüsse und auf einen am Beckenrand abgelagerten Schuttkegel hinweist. Wo dieser große Schuttkegel im Begriffe war, sich am Rande des Beckens auszustrecken, ist seine heutige Höhe 2300 m. Fast genau an derselben Stelle biegt sich auch das heutige Bett des Üssen-Darja nach Osten. Seitdem schnitt sich der Fluß in seinen eigenen Schuttkegel mehr als 500 m tief ein. Durch die posteozäne Schuttkegelbildung entstand hier ein Schotterlager

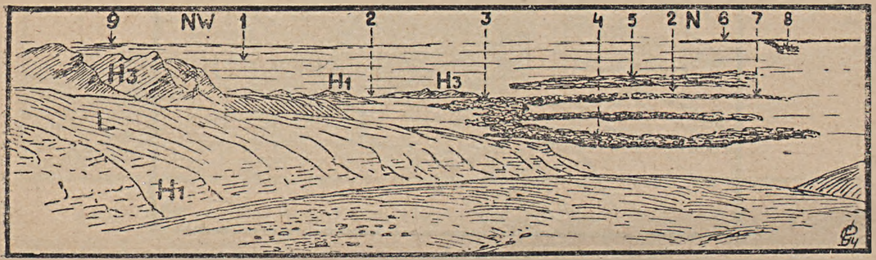


Abb. 75. Das Tarim Becken von dem Paß Karakol-Dawan (1915 m). 1 Singarkasch Wüste. 2—2: Der Graben des Barün-Östen (Tasch Malyk-Darja) Flusses. 3: Saiga. 4: Eski. 5: Djulgun-Bugra. 7: Tscheke. Alle gehören zu der Tasch-Malyk genannten Oasengruppe. 6: Die Oase Togusak. 8: Ort Borachtai. Alle Oasen liegen an Lößdecken und künstlich geschaffenen Fruchtböden. Ringsherum überall Sandwüste. — H3: Roter Sandstein. H1: Artysch-Konglomerat. Letztere Reste der pliozänen Schutthalde des Ges-Darja. L: Löß.

von noch größerer Mächtigkeit, weil die heutige Oberfläche des Schuttkegels eine von der Deflation stark angegriffene, sehr unebene und von Löß nur an einigen Stellen bedeckte Wüste darstellt. Von seinem oberen Teil fehlen also schon sehr viele Meter. Auch das Profil beweist, daß das Material des tertiären Schuttkegels sich auch unter dem in 1800 m Höhe liegenden Punkt noch weit in die Tiefe erstreckte.

Charakteristisch ist ferner die Tatsache, daß sich der rote Berg, der zwischen dem Üssen-Darja und dem Ges-Darja liegt und ein sich vom Atschiktasch bis zum Karakol-Dawan in 18 km

Länge erstreckendes Vorgebirge bildet, genau so in das Tarim-Becken einkeilt, wie das Hochgebirge, obwohl er in seiner ganzen Masse von Hanhai-Schichten aufgebaut wird. Mit seiner Stirnwand blickt er nicht auf das Tarim-Becken, sondern er liegt schräg zur Randlinie des Beckens und sieht direkt nach Osten, wo unter ihm sich in etwa 20 km Breite der neogene Schuttkegel des Üssen-Darja ausstreckt (Abb. 76). In Abb. 74 ist sein tektonisches Bild dargestellt über dem Abbruch und der Abrutschung des eozänen Salztones, Gipses und der Kalksteintafeln.

An der Oberfläche des großen Schuttkegels verzweigen sich heute schon breite Korridore. Die Uadis, die in Abb. 75 angedeutet werden, konnten nur durch die periodischen Regen und plötzlichen Schneeschmelzen erodiert werden. Diese Abbildung zeigt übrigens noch, daß in der Mitte der Taschmalik-Oase aus dem Sand eine Klippe des roten Sandsteins aus dem Tarim-Becken emporragt, die bezeugt, daß hier der letzte Rest des Gebirges vorhanden ist.

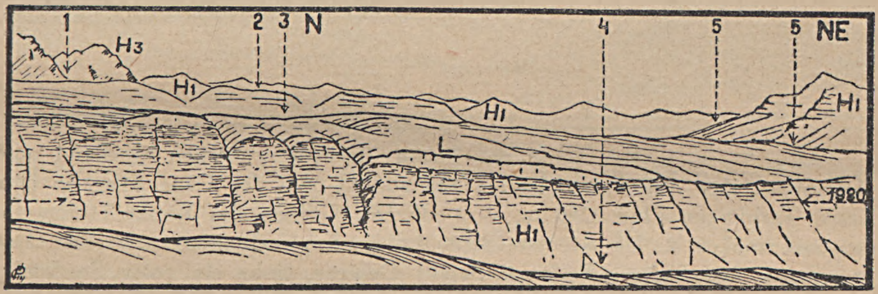


Abb. 76. Der untere Abschnitt des Üssen-Darja. 1: Der nach der Oase Eski führende Paß Karakol (2255 m). 2: Karakol Tal. 3: Aksai Tal. 4: Der Graben des Kusgun-Ujak. 5—5: Der Graben des Üssen-Darja. — H3: Rote Hanhai-Konglomerat Berge. H1: Artysch-Schotter. L. Löß.

Den Schuttkegel des großen Tales, das in der östlichen Nachbarschaft des Üssen-Darja liegt, konnte ich nicht befahren, er ist nur aus den Angaben Hedins bekannt. Ich konnte nur so viel beobachten, daß der Keng-Su in 2000 m Höhe um den Kitschik-Karaul sich noch in der Schlucht befindet, die in den Schiefern des Grundgebirges erodiert wurde. Nach den Angaben von Hedin beginnt in 5 km Entfernung von hier bereits die Ebene, die Gärten der Igis-Jar-Oase. Dies dürfte aber wohl nicht stimmen, weil in dieser kurzen Strecke der Fall zu groß wäre und für den Schuttkegel kein Platz übrig bleibt. Unter der Igis-Jar liegt bereits die Wüste des breiten Schotterabhanges. Die „Sickerzone“ von Terra

(35) beginnt demnach bereits in 1600 m. Es muß betont werden, daß im Panorama der Abb. 77 a-b der mit Nr. 9 bezeichnete Mukterek eine Hügellandschaft darstellt, die nur als Rest des tertiären Schuttkegels des Keng-Su betrachtet werden kann. Vor der Halde des Keng-Su liegt heute ein Schuttabhang, der durchschnittlich 15 km breit ist. Diese Schotterwüste wird von den Uadis des Tam, Tschanas und Tschmingen und von den verlassenen Betten des Keng-Su durchsetzt, die dadurch trocken geworden sind, weil ihr Wasser teilweise oder fast gänzlich in der Richtung nach Jangihissar abgeleitet wurde. Stellenweise verläßt das Wasser diese Gräben, was dadurch verraten wird, daß an manchen Stellen in der vollkommen unfruchtbaren Wüste kleine Oasen zu sehen sind. Die untere Linie dieses Schotterabhanges befindet sich in etwa 1200—1300 m Höhe. Hier führt der Fluß wieder mehr

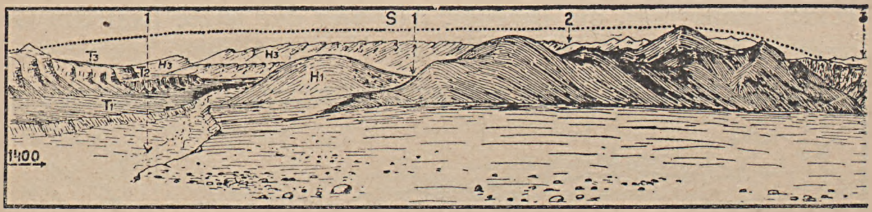
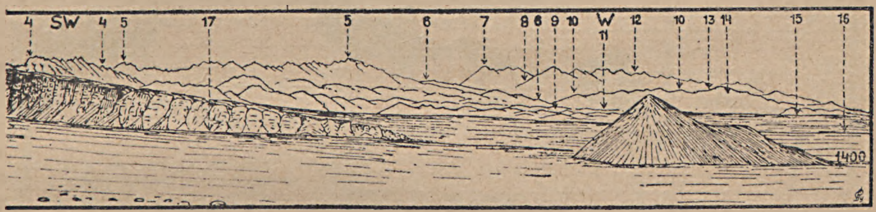


Abb. 77. a—b. Der Rand des Tarim Beckens zwischen Jarkand und Jangihißar. Der Aussichtsp. liegt 4 km südlich von der Oase Aßar an dem Kapka-Tschimgen Fluß 1390 m. — 1—1: Der Graben des Kapka-Tschimgen, meistens trocken. 2: Die unterste Schlucht des Kapka-Tschimgen. 3: Die Oase Tschimgen (am Talgrund). 4—4: Sogott Gebirge, links ein roter Sandstein-Berg, sonst Kalksteinberge mit einem gezackten Grat. 5—5: Das Karbonkalkstein-Gebirge des Kapka-Tau. 6—6: Kengol Tal. 7: Gidjek-Tau Gebirge. 8: Gidjek Tal. 9: Muk-Terek Tal und Kitschik-Karaul im Kengol (2060 m). 10—10: Ordolon Tal. 11: Kengol Talöffnung am Rande des Beckens. 12: Pittik-Tau Gebirge. 13: Paß Atschik-Bel. 14: Kairak Gebirge. 15: Ortschaft Igis-Jar (1515 m). 16: Tschanas Graben. 17: Ein Trockengraben des Kapka-Tschimgen in die altalluviale Schotterfläche eingeschnitten. — H3: Roter Sandstein und Konglomerat. H1: Artysch-Schotter. Die punktierte Linie soll den pliozänen Riesenschuttkegel darstellen. T3—T2—T1 sind Terrassen von drei Zeitabschnitten des Diluviums.

Wasser und dadurch entstand von Kisil bis Kelpün eine ganze Reihe von Oasen. Auch die große Karawanenstraße befindet sich an dieser Linie, weil sie von Norden durch den Flugsand hierher gedrängt wird. Das Flugsandgebiet wird hier Kisilkarak-Kum genannt.

Die Ebene der Sandwüste wird durch eine Hügelreihe des Artisch-Sandsteins unterbrochen, die von Jangihissar genau nach

Osten zu verfolgen ist. Auf Grund der Angaben von Stein und meiner Beobachtungen kann eine mindestens 35 km lange sehr schmale dammförmige niedrige Hügelreihe in die Karte eingetragen werden. Im Tertiär dehnten sich also die Schotterschichten im Tarim-Becken tief aus, in einem Gebiet, wo heute kein Fluß existiert, nur die Quelle Sogott-Bulak-Langi bekannt ist, die in 1260 m Höhe entspringt. Südlich von Jangihissar liegt auch ein hoher Schotterdamm. Es liegen hier schmale, sehr lange Schotterhügelreihen, an denen die Schotterschichten einen auffallend steilen Fallwinkel aufweisen. Neben Jangihissar fallen die Schichten im Damm des Artisch-Schotters unter 30° nach Norden, der Einfallwinkel ist also tatsächlich recht beträchtlich. Der Wüstenwind weht den Flugsand hoch auf die Schotterhügel und der sonst spärliche Regen wäscht noch immer recht viel Schotter von den



Hügeln ab. Die Hügel sind so groß, daß an ihren Seiten breite Uadi-Gräben entstehen können.

Ich möchte noch bemerken, daß Hedin für die Igis-Jart eine Höhe von 1515 m und Stein für die Kisil-Oase eine solche von 1445 m angab. Nach meiner Meßung liegt die Kisil in 1220 m Höhe, also in derselben Höhe wie auch der bereits so oft gemessene Jangihissar. Meine Abgabe stimmt also auch mit der Hedins überein.

In östlicher Nachbarschaft, 21 km von der Halde des Keng-Su entfernt, liegt die Halde des Tschmingen. Um ihn vom Tschmingen-Darja zu unterscheiden, wird er Tschmingen von Düngürek genannt. Die große Hanhai-Tafel des Kapka-Berges befindet sich im Quellengebiet des Arpalik und des Tschmingen von Düngürek, also in der Umgebung der Päße Djambulak und Düngürek in 3600 m Höhe. Die Struktur der roten Tafeln verrät den stufenförmigen Abbruch, der infolge der Senkung des Tarim-Beckens entstanden ist. Die Bruchlinie, die den Rand des Beckens markiert, wird vom Tschmingen in 1590 m Höhe durchquert. Auch die Krone der kahlen abgewaschenen Berge, die von den nach NO unter 30—50° fallenden Tafeln des roten Sandsteins aufgebaut

werden, erreicht kaum eine Höhe von 2000 m. Der rote Sandstein sank in schmale lange Platten zerbrochen unter die Oberfläche der Ebene. In Abb. 77 a ist in S-licher Richtung das Bild von zwei solchen abgebrochenen Prismen vom roten Sandstein zu sehen.

Der letzte Rest des Grundgebirges ist an der Oberfläche in etwa 2050 m Höhe der Talsohle anzutreffen. Der Tschimgen fließt hier in einer Schlucht, die quer zu den senkrecht stehenden

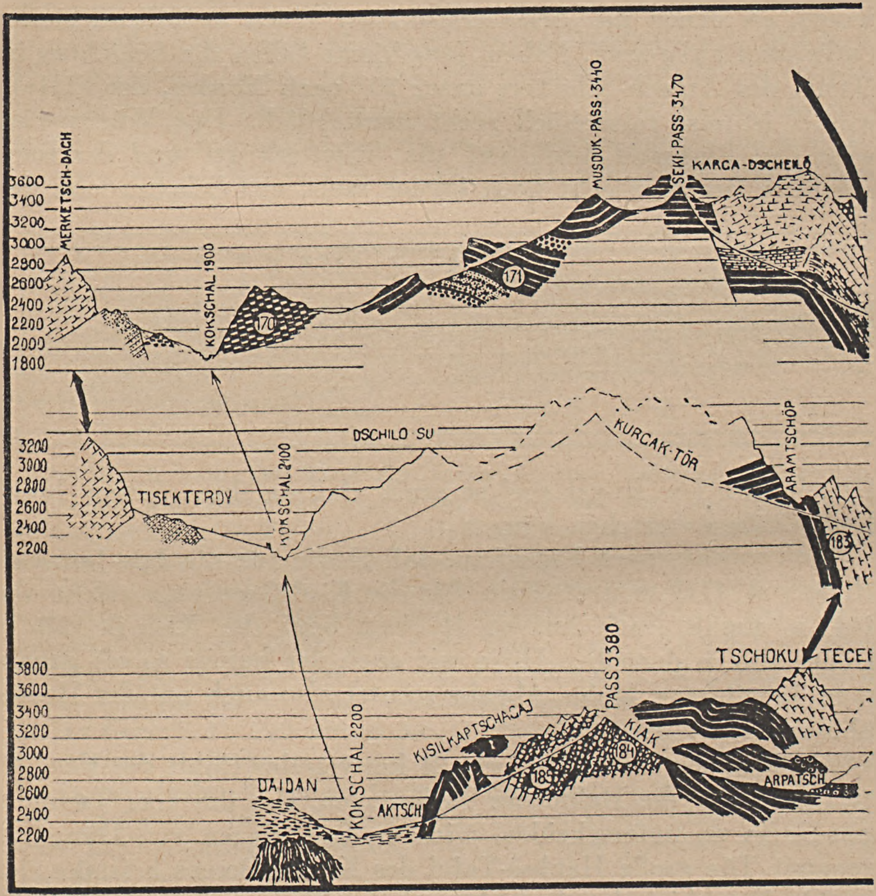
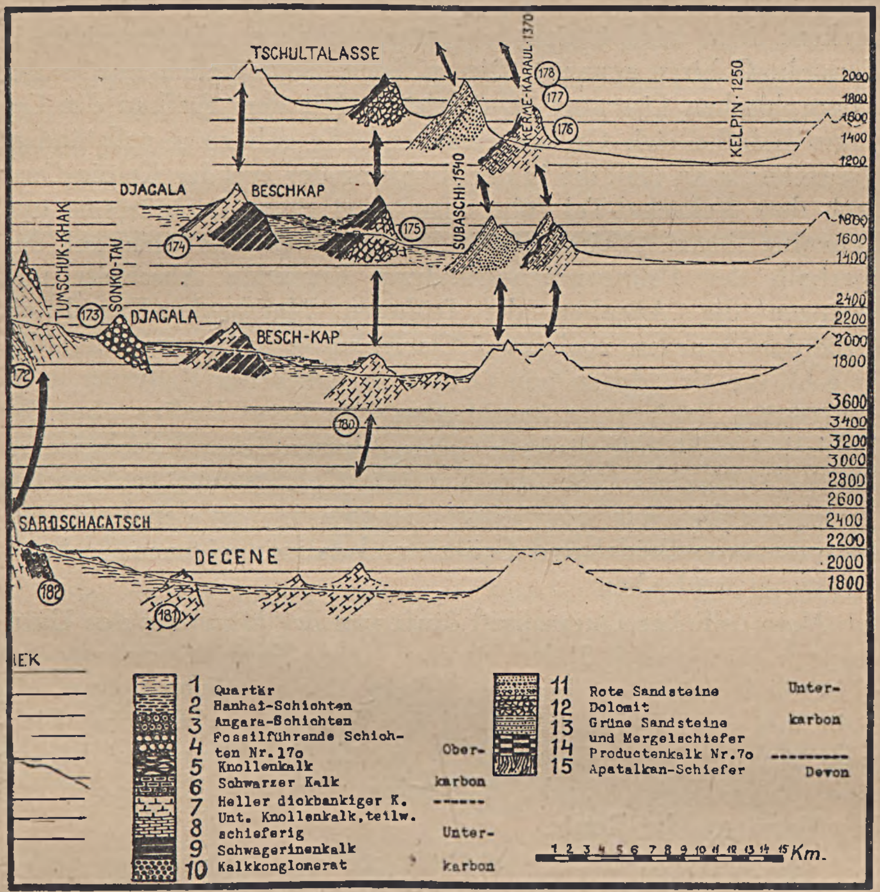


Abb. 78. a—b. Drei Querschnitte des Karateke Gebirges.

Tafeln eines gelben phyllitischen Schiefers, eines mit kalkigen Sandsteinschichten wechsellagernden tonigen Sandsteinschiefers (Nr. 2—126) und eines dünnblätterigen Kalkschiefers erodiert wurde. Oberhalb der Schlucht befinden sich an den Bergen, die sich 400—500 m über der Talsohle erheben, die nach NW fallenden Tafeln des roten Sandsteins. In Abb. 77a. ist ein höherer, mit

H3 bezeichneter Berg von dieser Art zu sehen. Nur von der Ebene, jedoch nicht vom Tale aus kann man genau beobachten, daß auch dieser Berg einen schmalen, sehr langen felsigen Grat darstellt, der von nach NO fallenden Tafeln aufgebaut wird. Der Tschimgen erreicht die Halde seines tertiären, vom Artisch-Schotter gebildeten Schuttkegels in 1900 m Höhe. Die kleine Tschimgen-Oase in 1770 m Höhe liegt bereits im Bereiche der Artisch-



Hügel, aber auch hier erhebt sich noch von den nach Norden fallenden mächtigen Schichten des grauen Schotters und Konglomerats der Rand der äußersten Tafel von roten Sandstein.

Der große Artisch-Schuttkegel fällt von einer Höhe von 2000 m nach Norden bis 1400 m. Seinen letzten Rest, der der Erosion noch nicht zum Opfer fiel, beobachtete ich südlich der Asar-Oase in dieser Höhe. (In Abb. 77 b in W-licher Richtung.) Die ursprüngliche Gestalt dieses großen Schuttkegels wird in der Abb.

durch eine punktierte Linie angedeutet. Aus der Skizze geht klar hervor, daß der große Schuttkegel vor allem durch die Erosion des Tschimgen zerstört wurde.

8. *Das Karateke-Gebirge.*

Das Vorgebirge des Hohen-Tienschan, das zwischen dem Graben des Kokschal-Flusses und dem Flachland des Tarim-Beckens liegt, wird O-lich des geographischen Längengrades 78 Karateke-Gebirge genannt. Dieser Name ist natürlich nur in der geographischen Literatur gebräuchlich. Mit dem Aufbau des Gebirges befaßte sich Gröber eingehend. Er gab zwei vollständige Querschnitte an (25), die in der Richtung der von der Kelpin-Oase nach dem Kokschal-Tal führenden zwei Pässe Düngüretme und Kepening liegen. Meine Beobachtungen beziehen sich auf den oberhalb der Üsüngegusch-Mündung liegenden Abschnitt und ergänzen die Angaben der früheren Merzbacher-Expedition. Außerdem wurden noch zwei Querschnitte aufgenommen (Abb. 78 a-b), die sich denen von Gröber in westlicher Richtung in 15 und 60 km Entfernung anschließen. Die Reise Hedins über den Kuldschabaschi-Paß lieferte keine wesentlichen geologischen Resultate. Was also über das Karateke-Gebirge vom geologischen Gesichtspunkte aus oder sonst bekannt ist, ist den Veröffentlichungen von Keidel und Gröber und meinen eigenen Beobachtungen zu verdanken.

Mein östlicher Querschnitt läuft von der Mündung des Usüngegusch gerade nach Süden bis zum Karga-Dscheilö und von hier in SO-licher Richtung bis zum Kelpin. Der westliche Querschnitt zieht sich vom Nebental Karakol des Kokschal in SO-licher Richtung bis zum Kelpin. Das erstere umfaßt eine 85 und das letztere eine 105 km lange Strecke, abgesehen von den Biegungen und den Umwegen der Route.

Das Karateke-Gebirge stellt in seinem Ganzen eine tiefgesunkene Scholle des Tienschan dar. Das ganze Gebirge besteht aus einer Tafel, die der Karbonkalksteinhülle des Tienschan entstammt. Sie ist fast ungefaltet und erlitt nur einen Seitendruck von sehr kleinem Masse. Dieser Seitendruck war ausschließlich von einem lokalen Charakter und beschränkte sich nur auf das Gebirge. Er kam zweifelsohne infolge der Senkung des Tarim-Beckens zustande. Von den zwei Hauptlandschaften des Gebirges repräsentiert die nördliche ein Hochgebirge ohne Unterbrechung, während die südliche aus einer Reihe von mit breiten Ebenen

bedeckten Stufen und aus emporragenden Klippenzügen besteht.

Zwischen den Bruchlinien des Kokschal und des Tumschuk-Khak ist das Hochgebirge massiv geblieben. Da die Kokschal-Bruchlinie noch völlig einen Tienschan-Charakter aufweist, weil sie steif ist und gerade in der W—O-lichen Streichrichtung des Tienschan liegt, während die Bruchlinie Tumschuk-Khak einen mit großartiger Regelmäßigkeit gezeichneten Bogen aufweist, weichen auch die zwei Seiten des Hochgebirges in ihrem Landschaftsbild voneinander ab. Das Hochgebirge stellt einen Halbkreis dar, der im Osten und Westen schmaler wird. Im Süden liegt vor ihm der breite Rand der niedrigen Landschaft, dahinter die breite Ebene des Tarim-Flusses und die sich aus der Wüste erhebende Scholle des Masar-Tag.

Der Schina-Dawan ist eine Terrasse von 100 m der Kokschal-

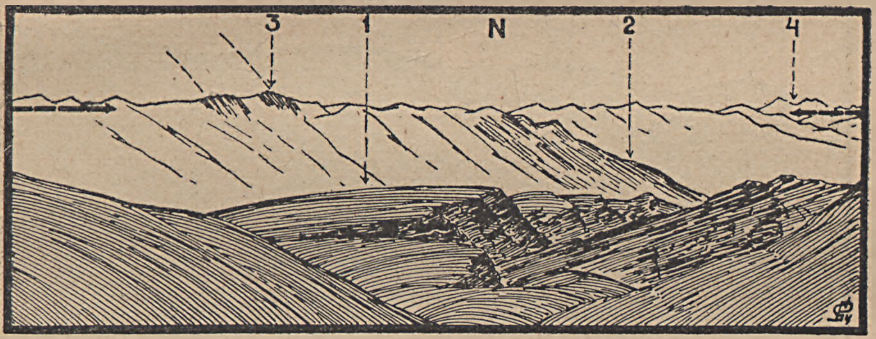


Abb. 79. Paß Musduk (3440 m). 1: Kokschal Tal. 2: Usüngegusch Tal. 3: der Gebirgskamm des Tschalmatö. 4: Myndaiol Gebirge. Im Vordergrund Schwagerinenkalkstein Schichten.

Grabensenke. Die Karawanenstraße von Utschturfan läuft hier oben, da der Kokschal durch den Strom und das bedeutende Schuttmaterial des hier einmündenden Usüngegusch an die Seite des Karateke gedrängt wird. In großer Verbreitung kommt hier ein schwarzer dichter Kalkstein mit Productus giganteus und Endothyra vor, der den oberen Horizont des Unterkarbons vertritt. Der Kalkstein ist zwar in kleinere Tafelstücke zerbrochen, der Fallwinkel der einzelnen Tafeln beträgt aber nur selten mehr als 10°. In allen Richtungen befinden sich hier niedrige Tafelberge mit flachen Rücken und kleinere Tischhügel. Zwischen ihnen liegen kurze Schluchten und breite Wannen mit Schotter gefüllt. Nach oben zu, gegen 2600 m Höhe, ist bereits ein schwagerinenführender (Schw. princeps Ehr.) Kalkstein von ausgesprochen oberkarbonischem Alter zu sehen. Unter dem oberkarbonischen

dichten schwarzen Kalkstein lagert eine Schichtserie terrestrischen Ursprungs, die aus den wechsellagernden Schichten von grauem Kalksteinkonglomerat, gelben sandigem Schiefer, rotem Sandstein, rotem Konglomerat und rotem Ton besteht. In der Nähe des Passes sind im Schwagerinen-Kalkstein auch Konglomeratschichten eingelagert. Bis zum Musduk-Paß (3440 m Abb. 79) sind hier lauter zwischen Tafelbergen erodierte breite Täler zu sehen. Über der Höhenlinie 2600 m sind die Nordseiten der Tafelberge teilweise von Fichtenwäldern bedeckt.

Die Nordseite besteht aus den Tafeln von productus- (Nr. 2—170) und schwagerinenführendem (Nr. 2—171) Kalkstein. Das

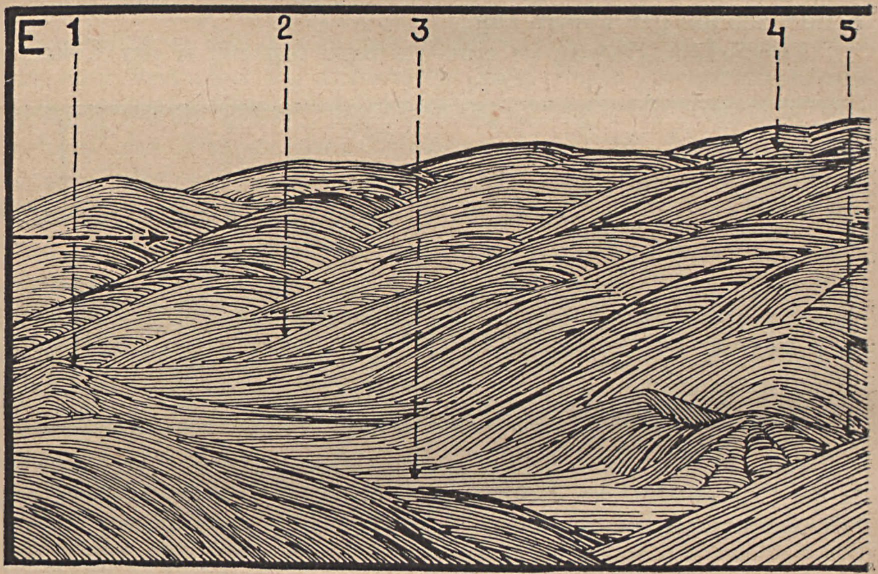
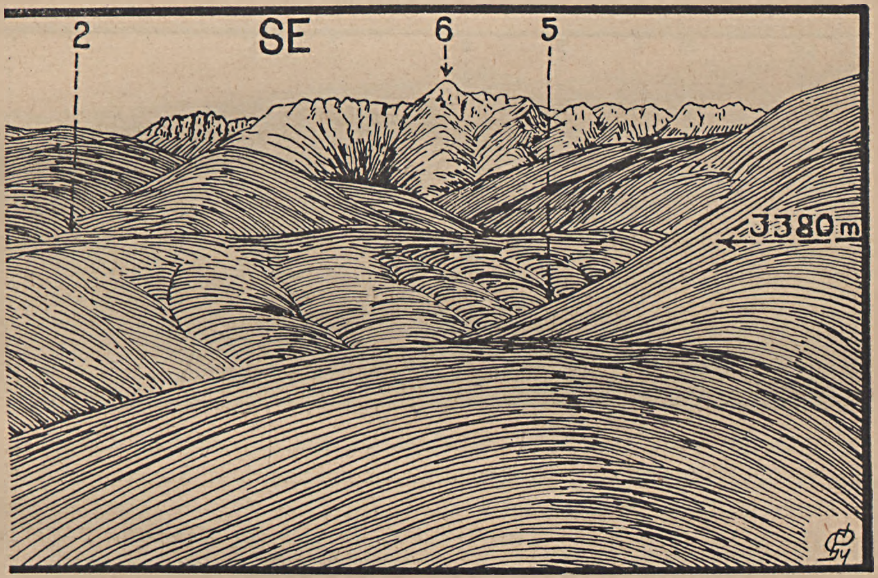


Abb. 80 a—b. Der Paß des Kisil-Kaptschagaj und das Tschoku-Tegerek Gebirge. 1: Arpa-Tschötschök Tal (Hedins Route). 2—2: Besch-Turpak Tal. 3: Kijak Tal. 4: Kodjosch-Syrt. 5—5: Ken Tal. 6: Hauptgipfel des Tschoku-Tegerek-Tau. Stark abgetragene Rumpffläche mit flachen trogartigen zugeschütteten Tälern, nur in den unteren Abschnitten tief, schluchtartig eingetieft.

letztere Gestein baut den Berg des Musduk wie auch des Seki-Passes auf. In dieser Tafel hobelte der diluviale Gletscher sein Tal aus. Der größte Berg in der Nähe des Seki-Passes (3470 m) erreicht sogar eine Höhe von 4000 m. Unterhalb des Seki-Passes befindet sich im Süden eine große Verwerfung. Infolge dieser Verwerfung entstand hier ein Bergkamm. Von hier an treten in südlicher Richtung diese eigenartigen, schmalen langen Kalksteinwände auf.

Hinter jeder befindet sich um eine Stufe niedriger die von Schotter aufgefüllte breite Ebene. Die Kalksteinwände werden durch Felstore von eingestürzten Karsthöhlen unterbrochen. An der Nordseite folgen von oben nach unten heruntergehend auf die jüngeren Bildungen immer ältere Schichten. Diese Tatsache weist darauf hin, daß sich vom Seki-Paß bis zum Kokschal eine einzige Tafel hinzieht, während an der Südseite die Gesteine der Nordseite in der Tiefe versanken und das Baumaterial der Berge hier durchweg aus den Sedimenten des jüngsten Karbons bestehen. In den Bergen des Karga-Dscheilö war unten Schwagerinen-Kalkstein, darüber ein dünnbankiger toniger Kalkstein und in mächtigen



Bänken ein Knollen-Kalkstein zu sehen. Noch weiter nach oben zu folgte ein hellgrauer. fast weißer Valvulinen- und Lingulinen-Kalkstein (Nr. 2—172). Dieses charakteristische Gestein des Hohen-Tienschan baute hier also, in einen Horizont von 2600—3200 m gesunken, die großartigen Felsengebirge auf. Der Schwagerinen-Kalkstein sank unterhalb des Seki-Passes in südlicher Richtung längs einer großen Verwerfung in die Tiefe und seinen Platz nahm in der höheren Zone der Knollen-Kalkstein, hauptsächlich aber der Lingulinen-Kalkstein ein.

Die Tatsache, daß die Höhe der Berge sowie die hypothetische Fläche, die die einzelnen Spitzen verbindet, offenbar gleichmäßig ist und eine allgemeine nach Norden fallende Oberfläche darstellt, läßt sich darauf zurückführen, daß auch auf dem Hoch-

gebirge des Karakteke einst sich eine alte Rumpffläche verbreitete und zwar nach der Ausbildung der Hauptlinien der heutigen Tektonik. Die vorher beschriebene Verwerfung verwischte sich in dieser Rumpffläche. Das Hochgebirge endet längs einer zweiten Verwerfung unterhalb des Karga-Dscheilö in südlicher Richtung. In dieser Verwerfung sieht man eine große Flexur, der Lingulinen-Kalkstein weist hier einen Fallwinkel von 60° auf. Natürlich ist die Flexur des Karga-Dscheilö in ihrer Struktur etwas komplizierter als es im Querschnitt der Abbildung 78 a—b dargestellt wird. Auch ein richtiger Bruch ist hier vorhanden, der am oberen Ende der Karga-Schlucht so markant erscheint, daß eine kleine Scholle

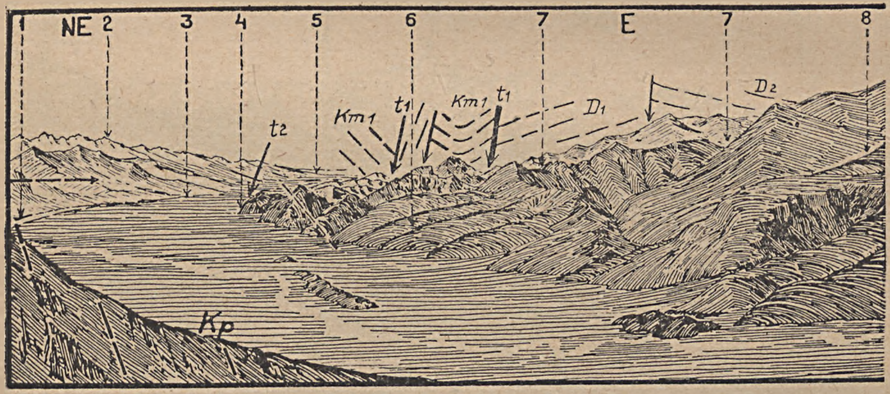


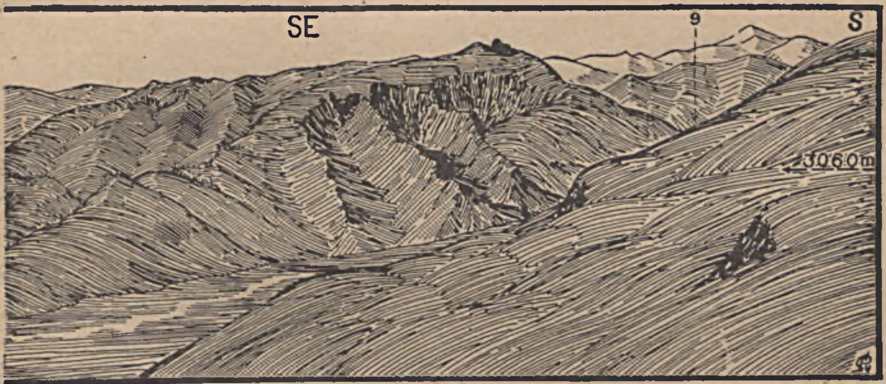
Abb. 81. a—b. Die Berge zwischen den Bülötü und Kisil-Kaptschagaj vom Bülötü Paß (3060 m). 1: Kokschal Fluß 2 km unterh. d. Karakol-Mündung. 2: Merketsch-Dagh. 3: Kokschal Fluß. 4: Die Oase Aktschi (Lager d. Verf. am 23—24. IX. 1909). 5: Tisekterdy Tal. 6: Bergabhang Karatschi. 7—7: Tal des Kisil-Kaptschagaj. 8: Das östl. Bülötü Tal. 9: Das mittlere Bülötü Tal (Reiseroute Youngsusband. Karawanenstraße nach Kaschgar.) — Kp: Phyllit (Apatalkan-Schichten). Km1: Unterkarbon. Productenkalk. D1: Kalkdolomit. D2: Dolomit (Un. Karb.) t1 u. t2: Hauptverwerfungen des Kokschal-Grabens — Die Landschaft ist eine stark angegriffene Rumpffläche, tief ausgekerbt mit schuttüberfüllten Haupttälern.

des Knollen-Kalksteins mit einer scheinbaren Diskordanz über den Schwagerinen-Kalkstein geschoben wurde. Diese Erscheinung widerspricht natürlich nicht der Tatsache, daß hier sämtliche Karbonschichten regelmäßig übereinander lagern. Auch in der konkordanten Lagerung der abwechselnden marinen und terrestrischen Ablagerungen sind kaum Störungen festzustellen.

Die südliche Zone des Hochgebirges, also der Karga-Grat, weist bereits eine starke Biegung auf. Sie ist ein Abschnitt jenes

großen Bogens, der in Abbildung 78 a—b durch die großen Pfeile angedeutet wird.

Den westlichen Querschnitt habe ich in der Abbildung 78 a—b in einzelne Teile zerlegt, damit die charakteristischen Erscheinungen klarer zum Ausdruck kommen. Im Degene-Querschnitt schneidet der Abschnitt Kurgaktör-Sardschagatsch den westlichen Teil des Karga-Bogens ab und zwar 14 km von Karga-Dscheilö entfernt. Die beiden Strukturen sind hier vollkommen identisch. Der Lingulinen-Kalkstein weist hier dieselbe Flexur auf, nur seine Deckschichten bestehen hier aus einem sandigen Kalkstein, in dem häufig Einlagerungen von einem eisenoxydhaltigen Quarz-



sandstein (Nr. 2—182) vorhanden sind. Unter dem Lingulinen-Kalkstein läßt sich der dunkle Knollenkalkstein vom Schwagerinen-Kalkstein kaum unterscheiden.

Westlich von hier konnte an der Ostseite des Tarascha-Bel eine kleinere in NS-licher Richtung ablaufende Verwerfung festgestellt werden. Auch diese wird dadurch auffallend gemacht, daß hier die Schichten nicht gebrochen sind sondern eine starke Flexur aufweisen. So liegen die eisenoxydhaltigen grünlich-grauen sandigen Kalksteintafeln in einer bedeutenden Höhe (2700—3400 m), aber fast horizontal in großer Ausdehung unter der bereits abgetragenen Rumpffläche.

Im Querschnitt von Kisil-Kaptschagaj herrschen die sogar unter 30—40° nach Norden fallenden Tafeln des Dolomits (Nr. 2—184) und des kalkigen Dolomits (Nr. 2—185) vor. Die Oberfläche ist hier eingentlich ein breiter abgetragener Rücken Auffallend ist, daß hier im Westen die Ablagerungen bereits nicht in kleinen Tafeln zerbrochen vorhanden sind. Auch in der Abbildung 80 a—b fällt die eintönige Oberfläche, die weißliche Lingulinen-Kalk-

steinscholle des Tschokutegerek, hinter dem Gebiet der Dolomit-Schollen auf. Etwa in der Mitte des Tales des Kisil-Kaptschagaj (der Name ist hier ziemlich unverständlich, da hier keine Spur von einer tiefen Schlucht, Kaptschagaj, zu sehen ist), im Koschwak-Tal, fallen die dunklen Schichten des Schwagerinen-Kalksteins sofort ins Auge. Hier ist aber auch die Oberfläche von einer anderen Natur. Das Landschaftsbild besteht auch hier aus vielen zerstreuten Tafelbergen wie in der Umgebung des Schina-Davan. Zwischen der Dolomitscholle und dem Schwagerinen-Kalkstein muß ein Bruch vorhanden sein. Der Kalkstein weist nämlich eine gestörte Struktur auf, er ist in kleinere Einheiten zerbrochen und seine Tafeln fallen nach der Grabensenke des Kokschal ein. (Abb. 81 a—b).

Aus dieser Beschreibung geht hervor, daß das Karateke-Gebirge einheitliche ungefaltete Tafel von Sedimenten des Karbon-Meeres darstellt. Unter Beihaltung der einheitlichen Struktur ist die Tafel zerbrochen und die so entstandenen einzelnen Stücke bewegten sich in vertikaler Richtung nur in solchem Masse, daß weder das präkarbonische Grundgebirge an die Oberfläche gelangt, noch die postkarbonischen Schichten die nebeneinander liegenden Stücke der verschiedenen Karbonstufen bedecken konnten. Das Alter der Brüche läßt sich zwar unter solchen Umständen schwer feststellen, jedoch scheint es wahrscheinlich zu sein, daß die Rumpffläche, aus der die Morphologie des heutigen Gebirges zustande kam, sich über den zerbrochenen Teilen ausgebildet hat. Die Ausbildung der Bruchtstruktur ging also lange Zeit der Senkung des Tarim-Beckens sowie der großen einheitlichen Hebung voran. Es muß noch erwähnt werden, daß im Karateke-Gebirge keine Hanhai-Schichten zu finden sind. Der eisenoxydhaltige grünlich-graue sandige, mit Quarzsandstein wechsellagernde Kalkstein schließt sich in der Umgebung des Tarascha-Bel ganz den oberkarbonischen Schichten an.

Zwischen der großen Grabensenke des Kokschal und dem Karga-Sardschagatsch-Bogen, also in der Stufe des Hochgebirges, sind keine größeren oder zu Systemen mit bestimmbaren Richtungen gehörenden Bruchlinien zu sehen. Damit hängt es wahrscheinlich auch zusammen, daß hier außer der Linie des Musduk-Grates, der eine Wasserscheide darstellt, keine orographische Regelmäßigkeit zu finden ist. Auch die Täler verzweigen sich unregelmäßig und verbreitern sich meistens. Um so auffallender ist daher die im südlichen Vorraum des Karateke-Gebirges vorherrschende Regelmäßigkeit. Zwischen den Kaminen des südlichen Randgra-

tes vom Karateke-Gebirge stehen die Piks wie die Soldaten in einer Reihe. Drei Schluchten sind hier vorhanden, die den Grat bis zu seinem Grund aufschnitten. Ende September 1909 führten sie überhaupt kein Wasser. Dieser Grat stellt die Grenzlinie zwischen dem Leben und der toten Wüste dar. Die Schluchten erreichen den Rand der Wüste in 2200—2400 m Höhe. Die Quelle Subaschi der Kelpin-Oase liegt in 30 km Entfernung von der Schlucht des Karga in 1540 m Höhe. In 1370 m wird das Wasser in Kanäle geführt, die es dann in den Gärten der Kelpin-Oase verteilen. Diese große Oase liegt bereits am Grunde des Tarim-Beckens. Das Haus, in dem ich wohnte, befindet sich in 1250 m Höhe. Der größere Teil der Einwohner lebt an den Bergabhängen bis 1330 m hoch, wo sich bereits die Kanäle nach Süden verzweigen.

Die fast 50 km breite Ebene zwischen dem Karga und der Kelpin-Oase, zwischen dem oberen und unteren Rand mit einer Höhendifferenz von genau 1000 m, bildet den Schotterabhang des Karateke-Gebirges. Seine Uadi-Gräben sind stark verzweigt, was darauf hinweist, daß sie, zeitweise auch heute noch, durch die öde Wüste Wasser führen. Aus der Schotterwüste heben sich sehr schmale, niedrige aber steile Felsengrate empor, die mit dem Grat des Karga-Sardschagatsch parallel ablaufen. Die Entfernung zwischen den einzelnen Graten ist fast ganz dieselbe. Vor dem Hochgebirge liegt die 4,5 km breite Tumschuk-khak, eine Schotterebene, an deren Oberfläche die schlecht erhaltenen Reste von oberkarbonischen Fossilien zu finden sind. Es scheint hier ausschließlich Kalksteinschotter vorzukommen. Aus der Wüste erheben sich einige Felsen, um die herum Schutthänge ausgebildet sind. Der Kalkstein dieser Klippen ist glänzend weiß und von zahlreichen Eisenoxydadern durchsetzt. Das Verwitterungsprodukt der Adern färbt die Wüste stellenweise hellrot. Die untere Wand der Tumschuk-Khak wird Sonko-Tau genannt. Sie besteht aus nach Süden fallenden oberkarbonischen Kalksteinschichten, sodaß seine Nordwand steiler ist. Die Schichten fallen also gegen das Tarim-Becken ein, wie das auch am Südrand des Karateke-Tau der Fall ist. Der Kalkstein des Sonko-Tau (Nr. 2—173) lagert über dem Lingulinenkalkstein (Valvulina bulloides Brady).

Zwischen dem Sonko-Tau und dem nächsten (namenlosen?) Grat liegt die Djagala-Wüste. Ihre Breite beträgt etwa 7 km. An diesem namenlosen Grat liegt über dem Schwagerinenkalkstein und dem graulich-weissen Kargaer-Kalkstein ein dunkelgrauer schieferiger Kalkstein (Nr. 2—174). Die Schichten der Hügel, die eine relative

Höhe von 50—250 m besitzen, fallen hier bereits nach Norden, als wenn die Djagala die Synklinale von einer Falte wäre. Diese Vermutung wird übrigens auch durch den Umstand unterstützt, daß von hier an nach der Kelpin zu die Schichtreihe eine entgegengesetzte ist. Es folgen hier allmählich ältere unterkarbonische Schichten.

Das Tor des vorher erwähnten Bogens betrat ich in 1950 m und in einer westlichen Entfernung von 8 km in 1970 m Höhe. Bei dieser letzteren Stelle verschwindet der namenlose Grat unter der Schotterwüste. Von hier an wird die Wüste Degene genannt. Der dritte Bogen ist der Subaschin-Tau. Zwischen dem namenlosen Grat und dem Subaschin-Tau liegt die 8 km breite Beschkap-Wüste. Der Subaschin-Tau dürfte hier früher, vielleicht in der zweiten Hälfte des Diluviums, das Wasser aufgestaut haben, da die Beschkap-Wüste in einer recht beträchtlichen Mächtigkeit ausgefüllt ist. Die Uadis schnitten in die Ausfüllung tiefe Schluchten ein und schloßen die tieferen Schichten des kleine Schotterstücke führenden Sandes auf. Die Sandschicht wird hier nur von einer dünnen Grobschotterschicht bedeckt, die in ihrer Mächtigkeit hier, vom Hochgebirge mehr entfernt, nur sehr langsam zunimmt. Am Grunde des Grabens ist hier in 1810 m Höhe wahrscheinlich auch eine kleine Quelle vorhanden. Auf ihre Anwesenheit habe ich auf Grund des Vorhandenseins einiger Sträucher und kümmerlicher Bäume gefolgert. (Ein Lichtbild von der Beschkap ist in der Arbeit 9 zu sehen).

Die beiden Tore des Subaschin-Tau, die ich durchquerte und die voneinander 11 km entfernt liegen, befinden sich gleichfalls in 1090 m Höhe. Hinter ihnen liegt die 4—5 km breite Wüste des Subaschi. Der allmählich zunehmende Bach des Subaschi ist an den Südrand gedrängt, wo die Wüste vom vierten Bogen umfaßt wird. Die Subaschi-Wüste ist ein Gebiet, in dem sich etwa 150 m hohe Hügel, die aus einem feinen schotterführenden Sand bestehen, erheben. Die Sandschichten scheinen lakustrische oder zu mindesten periodisch lakustrische Bildungen zu sein, da sie regelmäßig geschichtet sind. Sie werden von keiner jüngeren schotterigen Sandschicht bedeckt.

Unter den Schwagerinen-Kalksteintafeln des Subaschin-Tau lagert ein Dolomit (Nr. 2—175). An der Südseite der Subaschi-Wüste liegt der vierte Bogen, Karadschagatsch-Tau genannt. Auch er besteht aus lauter ungefalteten, unter 40—50° nach dem Karateke-Gebirge fallenden Tafeln, aus Lamellen mit erodierten Rändern. Der Karadschagatsch-Tau wird von den wiederholt wechsellagern-

den Schichten des karminroten, etwas schieferigen Rotsandsteins (Nr. 2—179) und des grünen Quarzsandsteins aufgebaut. Der Wind arbeitet dieses Gestein leicht aus, sodaß nur der nördliche Streifen des 4—5 km breiten Berggrates einen einheitlichen Grat (Abb. 82) darstellt, während der südliche Teil in mehrere kürzere parallel ablaufende Grate zergliedert ist, teilweise sogar in der Schotterwüste verwischt wurde. Die Schichtreihe zeigt hier folgendes Bild: Unmittelbar über dem unterkarbonischen dünnblätterigen kieseligen dunkelbraunen Kalkstein mit einer knolligen Oberfläche und einem muscheligen Bruch lagert konkordant ein roter und dann in mindestens 5—600 m Mächtigkeit ein gelber Quarzsandstein. Zwei Grate sind aus diesem Horizont ausgemeißelt. Dann folgt eine mächtige roten Ton führende Sandsteinschicht, die mindestens 8—900 m dick ist. Am Rande der Subaschi-Wüste über dem Schichtkomplex wechsellagern zweimal die beiden Sandsteine. Über einer 50 m mächtigen grünen Sandsteinschicht folgt in 20 m Dicke der rote und dann wieder der grüne Sandstein. Dieser ziemlich weiche,

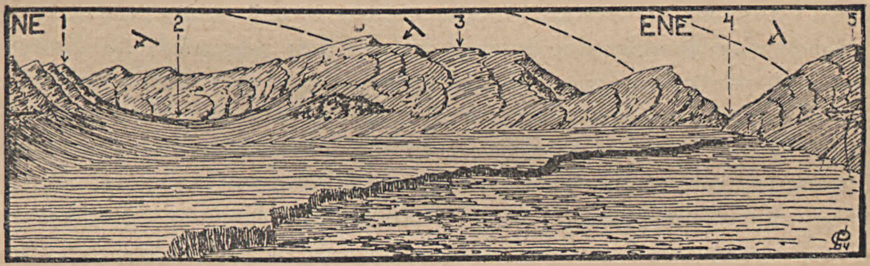


Abb. 82. Die beiden Schollenkulissen Subaschin-Tau (links Nr. 1) und Kenkerin-Tau (zwischen d. Ziffern 1—4). Der Aussichtsp. liegt 3 km nordöstl. v. d. Subaschi Quellen in 1500 m. 1: Grüner Sandstein, unterkarbon. 2: Kick Graben. 3: Unterkarbon. grüne und karminrote Sandsteinplatten. 4: Die Talöffnung des Kelpin-Su. 5: Karminroter Sandstein Berg Karadschagatsch.

nur ein wenig schieferige Sandstein ist zweifelsohne unterkarbonischen Alters, da er zwischen dem das Liegende des Schwagerinen-Kalksteins bildenden Dolomit und dem das Hangende des Fusulinenkalksteins vertretenden dichten dunkelgrauen-dunkelbraunen Kalkstein liegt.

Der fünfte Grat ist der Kerme-Tau, der unten vom hellgraunen Fusulinenkalkstein (Nr. 2—176), darüber vom dunkelgrauen, dichten Kalkstein mit Kalzitadern und einem muscheligen Bruch (Nr. 2—177) und oben vom dünnbankigen stark verkieselten dunkelbraunen Kalkstein mit einem muscheligen Bruch (Nr. 2—178) aufgebaut wird. Die beiden letzterwähnten Bildungen dürften keine besondere Mächtigkeit haben. Das erste Gestein wird durch die

knollige Oberfläche seiner nackten Schichtflächen gekennzeichnet.

Längs der einzelnen Grate ist die Anwesenheit von Bruchlinien unbedingt anzunehmen, obwohl solche nicht direkt zu beobachten sind. Die ganze Landschaft wird von Schotter bedeckt, sodaß die fünf Grate nur die Kronen von in die Tiefe gesunkenen und fast ganz bedeckten Bergen sein können. Die Landschaft erinnert übrigens einigermassen an die dalmatinische Küsten. Jedenfalls wird hier das Meer durch die Wüste ersetzt. Die Bögen sind auffallend und regelmäßig, laufen parallel mit den zwischen ihnen liegenden Streifen der Ebene und sinken so regelmäßig von Stufe zu Stufe in der Richtung nach dem Tarim-Becken ab, daß die Bruchstruktur und die regelmäßige Schichtfolge auch von mir wie von Keidel und Gröber angenommen werden mußte. Für die Karbonschichten ergibt sich so eine ganz außergewöhnliche Mächtigkeit.

Noch etwas möchte ich erwännen, ohne mich mit den Überschiebungen von Gröber zu befassen, da mir hierüber keine diesbezüglichen Angaben ins Auge fielen. Meine Daten ergeben in einem Querschnitt vereint und die Brüche außer acht gelassen eine breite flache Synklinale. Sowohl im Norden wie auch im Süden fallen die unterkarbonischen Schichten gegen die Mitte, die von den oberkarbonischen Gesteinen ausgefüllt wird. Nach meiner Überzeugung ist diese Synklinale tatsächlich zustande gekommen. Die Synklinale zergliederte sich dann in kleinere Teile, aus denen die unregelmäßig umgekippten Tafeln der Nordseite sowie die weit zu verfolgenden Bögen am Nordrande des Tarim-Beckens an der Südseite, also die Bögen, die in kleinem Masse an das Bild der ostasiatischen Inselreihe erinnern, entstanden.

9. Die Gebirgszüge des Bolor-Tag und die dahinter liegenden Pamire.

(Taf. IV. u. V.)

Die zwischen dem Ges-Darja und dem Kisil-Jart liegenden Berge wurden seit der Humboldt'schen „Bolor" Bezeichnung unter verschiedenen Namen zusammengefaßt, welche aber alle nicht besser gewählt sind als die Bezeichnung Bolor. Letztere hat jedenfalls historischen Vorrang. Die Bewohner dieser Berge kennen natürlich den Namen Bolor ebenso wenig wie die neueren Namen, den Hayward'schen Kisiljart oder die Kaschgarer Alpen. Die Bezeichnung Kisil-Jart hat noch den Fehler, daß der gleichnamige berühmte Paß überhaupt nicht in den Bolor-Bergen sondern weiter

westlich, im Alai, liegt. Zweifellos gibt es hier kein Gebirgssystem mit N—S Achse, wir finden hier nur eine Hauptwasserscheide, die über Gebirgszüge mit einer W—O Achse quer verläuft. Dieses ist aber kein Grund, um den alten Gebirgsnamen von der Mappe zu entfernen. Nach der Zeit Humboldts, Haywards und Kostenkos, letzterer war der erste, der diese Gebirgsgegend näher kannte, bezweifelten die Kartenzeichner im allgemeinen die Existenz dieses Gebirges. Fedtschenko (34—3) und Trotter (Forsyth-Expedition) stellten, ohne das Gebiet näher zu kennen, ganz richtig fest, daß der Bolor-Tag das unregelmäßig zusammengefaßte Bündel mehrerer W—O-lich streichende Gebirgszüge, bezw. der ungleichmäßig herausgerissene Überrest eines großen W—O-lich streichenden Gebirgssystems ist. Ich habe über meine im Bolor-Tag gesammelten Beobachtungen schon zwei Abhandlungen veröffentlicht (Lit. 12 u. 13).

Der östliche Teil des Bolor-Tag ist das *Tüb-Gebirge,* dessen Name vom großen, südlichen Seitental des Atojnok stammt. Die Täler des Atojnok und des Tüb sind einander rechtwinklig angeordnet. Der Atojnok (unterhalb der Mündung des Tüb Argos genannt) läuft mit der Ges-Schlucht parallel und ist von dieser ca. 23 km nördlich entfernt. Der Tüb verläuft mit dem Tale des Koksel-Gletschers parallel, seine Achse bildet die unmittelbare Fortsetzung des letzteren. In diesen Linien kommt das für den ganzen Bolor-Tag charakteristische *Schachbrett-System* zum Ausdruck, was zweifellos eine Folge des viereckigen Charakters der Zerbröckelung ist; dieses ist auch in den fünf nebeneinander liegenden Brüchen der Ges-Schlucht zu beobachten.

Den hervorragendsten Teil des Tüb-Gebirges bildet ein sehr hoher, ganz mit Firn bedeckter Grat mit O—W-licher Streichrichtung. Zwar besitzt er stark gegliederte, zwischen steile Felswände eingekeilte Spalten, aber seine Spitzen sind von ähnlicher Höhe und seine Spalten nicht sehr tief. Ich sah nur eine einzige mächtige Pyramide, den über 6000 m hohen Groß-Tschekir-Berg. Dieser kann mit der 6730 m hohen Spitze der Karte von Stein identisch sein. Der Berggrat ist mit der Pyramide des Groß-Tschekir-Berges zusammen aus den fast horizontal lagernden mächtigen Bänken des Karbon-Kalksteins ausgemeisselt. Dieser vereiste Grat liegt als abgesonderte Masse über der Schiefer-Faltung des Grundgebirges, was auf den ersten Blick festzustellen ist. Auf der Faltung des Grundgebirges liegt nördlich und offenbar auch südlich eine Fläche, welche als abgetragenes Plateau oder Rumpffläche zu betrachten ist. Zwar sah ich die Südseite nicht in der Nähe, aber

die steilen und hohen Wände der Ges-Schlucht erheben sich so schroff bis zu einer Höhe von 4000 m und die Entfernung zwischen den Kronen dieser Wände und dem firnbedeckten Fuß des Grates beträgt mindestens 4 km, sodaß sich hier nur annährend gleich hohe Grate und Berggipfel, also ursprünglich eine Hochfläche, befinden können. Als ich von Süden durch das Felstor des Djagos blickte, sah ich eine ebenso breite, freie Hochfläche unter dem Grat wie im Norden. Der Grat war auch von 3700 m Höhe des Koksel-Gletschers frei zu sehen, er hat also auch im Süden kein höheres Vorgebirge.

Im Norden ist unter dem Grat Steatit-Phyllit (Nr. 2—58), dolomithaltiger Serizitphyllit (Nr. 2—59) und Spilozit (Nr. 2—57),

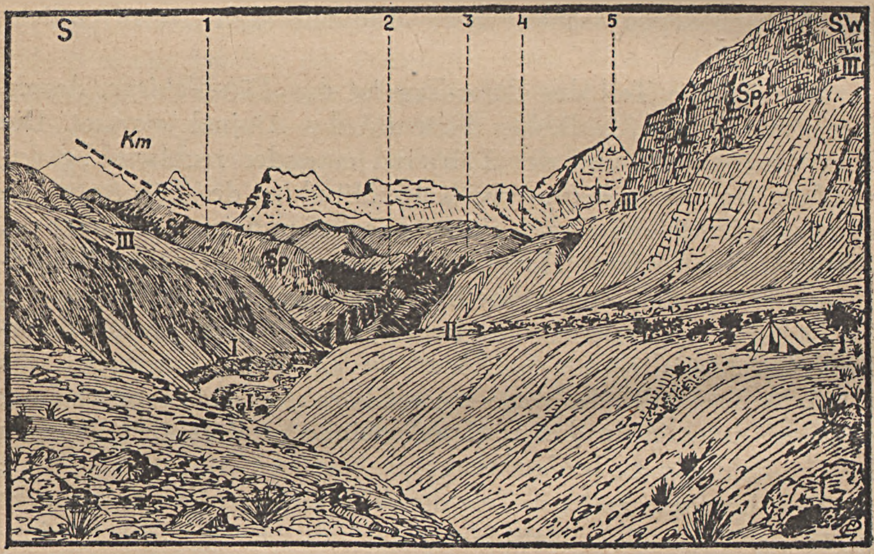


Abb. 83. Das Tüb Tal in dem Atojnok Gebirge. (S. Taf. IV) Aussichtsp.: An der Mündung des Tüb 2420 m. 1: Kurdscheilö Tal. 2: Arpa Tal. 3: Tschekyr Tal. 4: Tschekyr Gletscher. 5: Der große Tschekyr (6730 m). — Sp: Spilositschiefer. St: Serizitschiefer Km: Oberkarbon. Kalk. III: Akkija-Terrassen. II: Burkhan-Terrasse. I: Altalluv. Terrasse.

an der Südseite vom Tschotschil-Tal bis zum südlichen Djagos eine Schieferfaltung aus denselben Gesteinen (Nr. 2—65) aufgeschloßen, und zwar ist dieser Aufbau nicht nur in der ganzen Breite des 23 km breiten Gebirges, sondern auch weiter nördlich vom Atojnok-Tal bis zur Schotterzone des Tarim-Beckens ohne wesentliche Struktur- und Falländerung der Schieferfaltung zu verfolgen; in der Schotterzone des Tarim-Beckens sind noch felsige Berge aus

steil gefalteten Chloritschiefern als Südwand des Beckens zu sehen.

Die Struktur der Schieferfaltung ist wie folgt: Am Rande des Tarim-Beckens fallen die Schiefer gegen Süden ein, in der Linie des Atojnok-Tales zeichnet sich eine zerbröckelte Antiklinale aus, deren Südrand in der Gegend des Kr-Dscheilö-Tales liegt; auch eine andere Antiklinale ist aus meinen Messungsdaten zu konstruieren, die von den Brüchen der Ges-Schlucht abgespaltet wird. Zweifellos gehört auch diese Grundfaltung als Orogen der Vergangenheit an. Ihre geographische Wirkung kommt in den wesentlichsten Beziehungen nur in der Struktur des Bruchssystems zur Geltung, weil die Bruchlinien, auch die tertiären, sich tatsächlich der Struktur der Faltung anpassen.

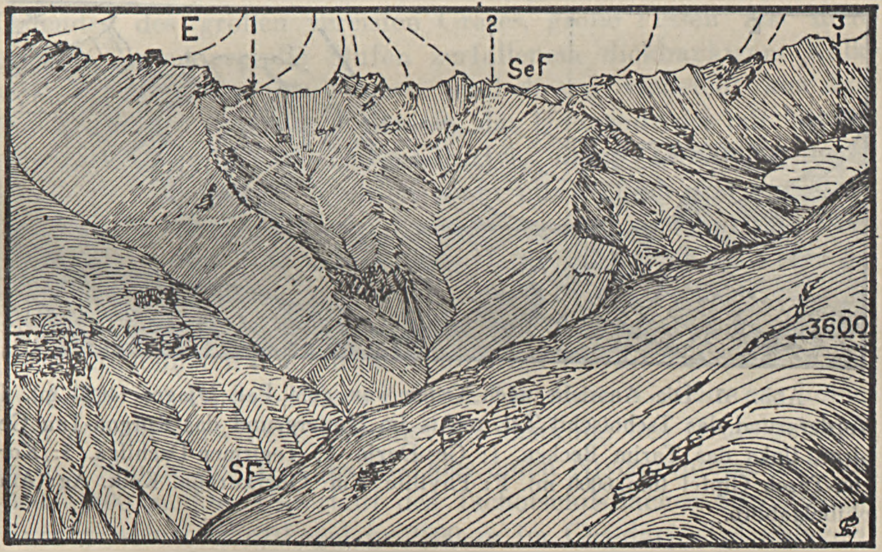


Abb. 84. Die Westwand des Djagos Bergkammes. Aussichtsp. 3600 m an dem Lager d. Verf. 17—18 VI. 1909. — 1: Arpa Scharte. 2: Djagos Scharte. (4065 m) 3: Arpa Gletscher. SF: Steatitphyllit. SeF: Serizitphyllit mit dolomitischen und Kalksteinschichten.

Die Grenze zwischen den Eisgraten und der nackten flachen Oberfläche der Grundgebirgsfaltung ist also ziemlich scharf (Abb. 83). Das wird auch von der Skizze betont. Der Kalksteingrat (Km) ist entweder ein Abtragungsrest oder eine durch Verwerfung an die Oberfläche geworfene Scholle. Wie es aus anderen Kapiteln meiner Beschreibung zu entnehmen ist, kommen so hohe Kalkwände und Spitzen, aufgesetzt auf den Schieferfaltungen Zentralasiens oft vor, sind sogar für die Gegend zwischen Dschungarien

und dem Pamir charakteristisch. Die unter den hohen Bergriesen und den Berggraten liegenden Rücken, so auch der des Tüb-Gebirges, stehen trotz der sehr tiefen Taleinschnitte mit den früheren Vereisungen im engem Zusammenhang. Ihre Entstehung ist aber nicht ausschließlich mit der Gletschererosion zu erklären. Die sich auf Abb. 83 befindliche gestrichelte Linie bezeichnet eine Fläche, welche die Akkija-Vereisung schon vorfand, wahrscheinlich mit dem orographischen Gegensatz des Grates, der damals vermutlich noch relativ höher war als der gegenwärtige Hauptgrat. Das Talsystem, welches wir auf dem Rücken sehen (in Abb. 83 mit Nr. III bezeichnet), steht mit einer fluviolglazialen Terrasse im chronologischen Zusammenhang. Aus der Reife seiner Gestaltung ist

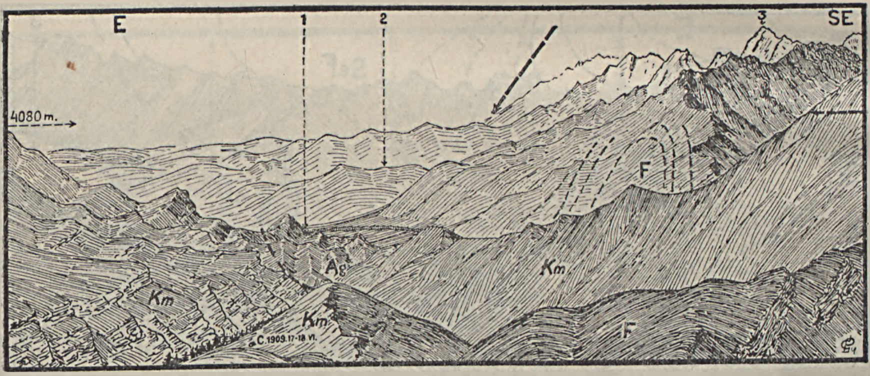


Abb. 85. Die Aussicht nach Osten von dem Paß Djagos (4080 m). Im Vordergrund das Tschotschil Tal, rechts im Hintergrund das Korgon-Tau Gebirge, links das Tarim Becken. 1: Ges-Darja. 2: Tegirmen-Dschilga. 3: Korgon-Tasch Gipfel (um 6000 m). F: Phyllite. Km: Oberkarbon. Kalk. Ag: Amphibolgabbro.

darauf zu folgern, daß es auch älter sein kann als die im Akkija-Stadium zustandegekommene oberflächliche Umwandlung. Es ist also nicht anzunehmen, daß der Gegensatz zwischen dem hohen Grat und dem breiten Rücken nur durch die Vereisung hervorgerufen wurde.

Auch die auf der Faltung des Grundgebirges zustandegekommenen Berggrate sind von auffallend gleichmäßiger Höhe. Abb. 84 zeigt Faltung und abgeschnittenen Gipfel des Grundgebirges am Wasserscheidegrat des Tüb und des Ges. Hier, an den 4080 m hohen Djagos und ähnlich hohen Arpa-Pässen, dehnte sich jene Bruchlinie, welche den Firngrat des Tüb-Gebirges abschnitt, gegen Norden aus. An der Ostseite des Djagos-Grates sank die Faltung des Schiefergebirges aber plötzlich, also ohne Übergang,

in die Tiefe. Über der in die Tiefe gesunkenen Scholle befindet sich eine fast ungefaltete, nach Norden einfallende Kalksteintafel (Abb. 85). Dieser Kalkstein ist etwas sandig, mit Kalzit-Adern durchzogen, schwarz-grau und besteht aus mächtigen Bänken. Er ist hier wahrscheinlich an Fossilien arm, weil ich nichts auf den rings um meinem 3530 hohen Lagerort liegenden Felsen fand. Auf Grund der petrographischen Ähnlichkeit aber scheint es wahrscheinlich zu sein, daß dieser Kalkstein mit dem aus Korumdu stammenden unterkarbonischen Kalkstein Nr. 2—106 identisch ist. Ich fand zwischen den Kieselstücken des Tschotschil-Baches solchen lichtgrauen, gelb verwitterten Kalkstein, der mit dem Gestein des Aigart-Konglomerats identisch ist. Da sich am Grate des Djagos-Passes in südlicher Richtung, also in der Gegend des Ostendes des großen vereisten Grates, große Felsen aus lichtgrauem, in metergroße Stufen zerfallenem dickbankigem Kalkstein befinden. ist anzunehmen, daß dieser, vielleicht aus dem Mittelkarbon stammende Kalkstein, das Hangende des mit Nr. 2—60 bezeichneten Tschotschil-Kalksteins bildet. Zweifellos liegen heute die Karbonkalksteintafeln nicht nur einfach und ungestört, transgressive über dem Grundgebirge, sondern sind auf mehreren Stellen verrutscht und verschoben. Daher kommt es, daß eine regelmäßige Schichtserie schwer zu finden ist.

Im Tschotschil-Tal traf ich in 2900 m wieder jenen mit Nr. 2—59 bezeichneten dolomithaltigen Serizit-Phyllit an, welcher sich am Grate des Djagos-Passes befand. Da dieses Gestein am hohen Grat schnell verwittert, bedeutet die Senkung des Grundgebirges an der Scholle des Tschotschil-Tales einen Niveauunterschied von 1300—1400 m. Der Unterlauf des Tschotschil-Baches durchbricht, bevor er seine Schuttkegel in 2500 m im Ges-darja-Tal ablagert, einen Amphibol-Gabbro-Block (Nr. 2—61). Hier endet das Gebirge. An der Stelle der Gabbro-Blöcke wird die letzte N—S-lich verlaufende östliche Bruchlinie des Bolor-Tag von der letzten SW—NO-lich verlaufenden nördlichen Bruchlinie durchschnitten, welche die Gegend der Dscheken und Kaindawan Berge charakterisiert (gestrichelter Pfeil in Abb. 85). Zwischen den beiden Bruchlinien liegen schon Hügel aus Hanhai-Rotsandstein und aus grauem Schotter des Spättertiärs, also die infolge der Senkung spitz eingekeilte Bucht des Tarim-Beckens.

Die Antiklinale des Grundgebirges, die den firnbedeckten Hauptgrat des Tüb-Gebirges südlich einfaßt, zieht sich in östlicher Richtung weiter als die nördliche, mit Gabbro-Blöcken endgültig abgeschnittene Antiklinale. Die südliche Antiklinale erlitt nur eine

große tektonische Spalte. Das wild brausende Wasser des Ges-darja stürzt durch diese Spalte in das Tarim-Becken. In Abb. 85 ist die F-Antiklinale vom Djagos-Paß aus gut zu sehen. Der Rest dieser Antiklinale ist der Doppelgrat des Korgontasch. Aber auch die südliche Antiklinale ist nur um 7 km länger als die nördliche. An der östlichen Bruchlinie des Korgontasch ist auch sie in die Tiefe gesunken.

Abb. 86 zeigt die oben beschriebene Spalte der Antiklinale des Korgontasch. Die Lage des in der Spalte auf die Schollen der Serizitphyllitfaltung gelagerten Karbonkalksteins weist auf starke tektonische Störungen hin. Man kann sich leicht vorstellen, daß der Kalkstein an Linien entlang, wie unser Bild zeigt, auf das Phyllit-Gabbro-Grundgebirge überschoben wurde. Ich kann natürlich kein großes Gewicht auf meine ausführlichen tektonischen Beobachtun-

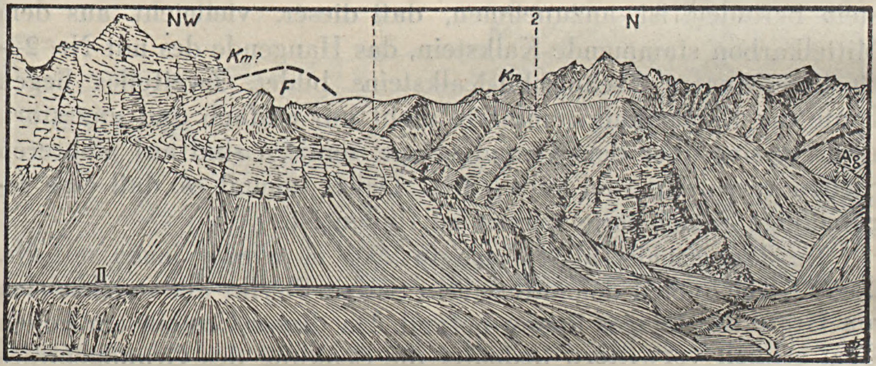


Abb. 86. Die Westwand des Ges-Darja Tals am Ges-Karaul (2400 m). 1: Kuruk-Tschotschil Tal. 2: Tschotschii Tal. — Ag: Amphibolgabbro. F: Phyllit-Gruppe. Km: Oberkarbon. Trangressionskalkstein. II: Burkhan-Terrasse.

gen legen, u. a. schon deshalb nicht, weil diese Überschiebungen vor der durch die Senkungen verursachten strukturellen Veränderung zustande kamen und so die Überschiebung infolge der Brüche schwer in dem sonst nackten, also gut sichtbaren Gebirge zu verfolgen ist. Besonders schwer ist dies an den Rändern möglich, wo die eckigen, einander rechtwinklig durchkreuzenden Randbrüche des Tarim-Beckens das Gebirge ganz zerrissen.

Zwischen dem Tüb-Gebirge und dem Tarbaschi-Pamir ist ein großes Gebiet vereist. Dieses Gebiet ist stellenweise noch recht unbekannt. Der Hauptgrat des Tüb-Gebirges breitet sich westlich in der Richtung der den Tarbasch-Pamir vom Kutimbes-Pamir trennenden Talenge aus. Hier wird er mit sämtlichen nördlicher liegenden Berggraten zusammen von dem großen, geraden Bruchlinien-

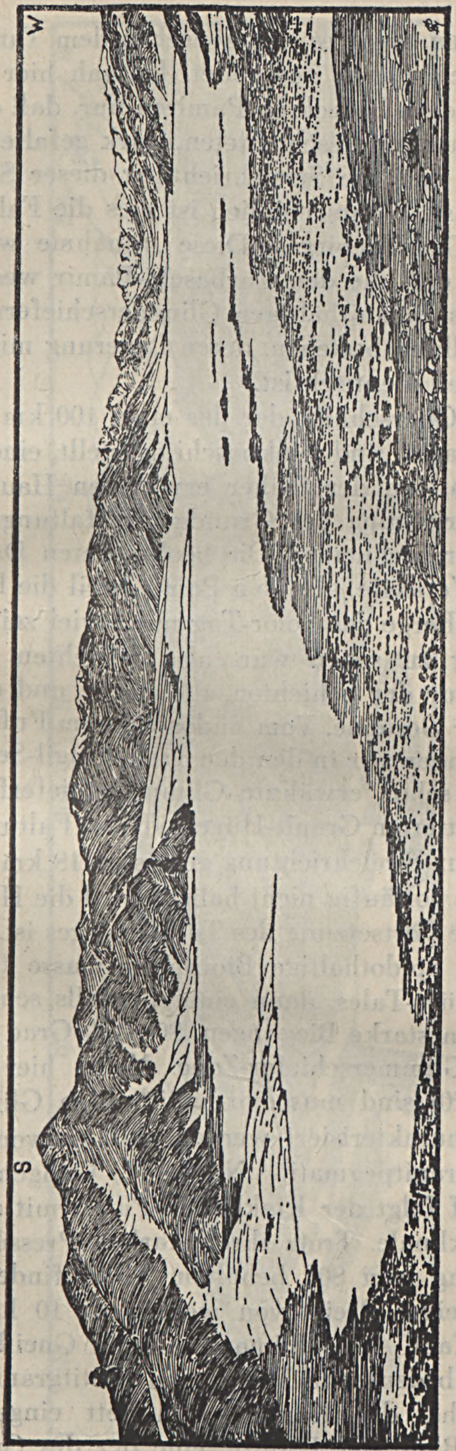


Abb. 87. Das Tumantschi Gebirge und der Tschakr-Agil See. Aus einer alten Rumpffläche verjüngte Gebirgslandschaft mit 4200—4500 m Scheitelhöhe. Die vorderen Berge bestehen aus steil gestellten und gepreßten Glimmerschiefern. Im Vordergrund rechts die 110 m hohe (3610 m abs. H.) Beckenterrasse des Tarbaschi Tales.

system abgeschnitten, welches sich zwischen dem Tarbaschi-Pamir und dem Kiakbaschi-Pamir ausbreitet. Ich sah hier von den mit breiten Moränenfeldern bedeckten Pamiren nur, daß das Westende des Tüb-Gebirges aus gut geschichteten, stark gefalteten Gesteinen aufgebaut ist und daß die Streichrichtung dieser Schichten fast genau W—O-lich ist. Wahrscheinlich ist dies die Faltung des kristallinen Schiefer-Grundgebirges. Diese Annahme wird noch dadurch unterstützt, daß die den Tarbaschi-Pamir westlich begrenzenden Berge aus sillimanithaltigen Glimmerschiefern (Nr. 2—67), weiterhin aus Phylliten bestehen, deren Lagerung mit der Streichrichtung der vorigen identisch ist.

Ich habe den Querschnitt, der das etwa 100 km lange Gebiet zwischen den Tarbaschi und Kiakbaschi darstellt, eine Strecke entlang aufgenommen, (an der früher erwähnten Hauptbruchlinie), welche die Streichrichtung der Grundgebirgsfaltung des Gebirgssystems schräg durchschneidet. Die beobachteten Daten beziehen sich alle auf die Westseite, also den Pamir, weil die bis zur Hälfte mit Eis bedeckten Berge des Bolor-Tag nur soviel zeigten, was aus großer Entfernung zu sehen war, also Schichten und Massengestein, die Struktur der Schichten, die Farbe und den Verwitterungscharakter der Gesteine. Vom Südosten, vom Fuß des Kungurtübe ausgehend, finden wir in den den Tschakragil-See umgrenzenden Gebirgen die schon erwähnte Glimmerschieferfaltung hinter den zu Grus verwitterten Granit-Hügeln. Diese Faltung ist auf der Oberfläche quer zur Streichrichtung gemessen 18 km lang. Da wir weitere Kenntnisse vorläufig nicht haben, wird die Hypothese aufgestellt, daß sie die Fortsetzung des Tüb-Gebirges ist. Darauf folgt nach Norden eine epidothaltige Biotitgranitmasse (Nr. 2—68) in der Gegend des Kürs-Tales, dann eine ebenfalls sehr breite, aber in seinem Streichen starke Biegungen, 80—150 Grad große Deviationen, zeigende Glimmerschiefer-Zone. Meine hier gesammelten Gesteine (Nr. 2—70) sind muscovit-biotithaltige Glimmerschiefer, welche dadurch charakterisiert werden, daß sie von Biotitgranit- (Nr. 2—68) und Granitpegmatit- (Nr. 2—72) Gängen dicht durchzogen sind. Darauf folgt der Kiakbaschi-Pamir mit seiner geschorenen Phyllit-Synklinale. Trotz ihrer starken Pressung haben sie ihre Streichrichtung von 80° behalten. Hier finden wir lauter Serizit-Phyllit in einer Breite von wenigstens 10 km (Nr. 2—73 und 74). Weiter fand ich sillimanithaltigen Gneiß (Nr. 2—75), dann wieder eine bedeutende Menge von Biotitgranit (Nr. 2—76). In diesen Granit hat der Karaart sein Bett eingegraben. Hier erreichte ich den Rand der Pamire, eine der des Ges-Darja ähn-

Abb. 88. Der Südabhang des Atojnok-Tau. Im Vordergrund das Ges-Karaul (3410 m) und der Talgrund Tarbaschi. 1: Kepe-Dagh, der Berg an der Südseite des Tschakragil Sees. 2: Börkös Tal. 3: Artschalu Tal. In der Mitte des Bildes die große Stirnmoräne des Bektargak-Gletschers aus der Burkhan-Zeit.

liche Schlucht. Auch durch diese Schlucht verläßt ein größerer Fluß den Pamir.

Zum Profil sind folgende Bemerkungen hinzuzufügen. Vom Tarbaschi-Pamir bis zum Rücken des Ojürma-bel (4070 m) und auch weiter bis zur Linie des Nordtores der Markan-Schlucht (3600 m) befindet sich ausschließlich das kristalline Grundgebirge. Eine Hauptbruchlinie durchbricht schiefwinklig eine breite, durch Granit durchbrochene Glimmerschiefer-Antiklinale dieser Faltung und eine schmalere Phyllit-Synklinale. Ich habe die Faltung des Grundgebirges in einem so großen Gebiet nirgends so ununterbrochen und massiv gefunden. Soweit ich die Berge des Rangkul-Pamirs gesehen habe, waren diese alle aus dem zu einer Rumpffläche abgetragenen, 4200—4500 m hohen Rücken dieses Grundgebirges erodiert. Die aus Glimmerschiefer bestehende abgetragene Faltung der Rumpffläche des Rangkul-Pamirs wird von Abb. 87 und dem in Südrichtung liegenden Teil der Abb. 88 gezeigt.

An der Ostseite der Bruchlinie erhebt sich die mächtige eisige Bergkette des Bolor-Tag. Aus etwas größerer Entfernung erscheint dieser als eine einheitliche Gebirgskette. Nur wenn wir an der Bruchlinie und dem Fuß des Bolor-Tag entlang gehen, können wir feststellen, daß nicht die einheitliche Gebirgskette sondern die einheitliche Bruchlinie die auffallende topographische Erscheinung verursacht. Der Zug der scheinbaren Gebirgskette ist nämlich abgebrochen und zwar besteht er aus mehreren kurzen, kulissenartig dicht aneinander gereihten Berggraten (Abb. 88 u. 89). Stellenweise keilen sich Täler ein und stehen Vorgebirge heraus. Der Bektargak-Berg ist nicht das einzige solche Vorgebirge. Die Täler Artschalu-Masar und Börkös bedeuten eine Lücke im scheinbaren Gebirgszug, welcher wahrscheinlich eine bis zu dem Tal der Tschekir-Gletscher reichende Talserie ist. Meine Annahme wird auch dadurch unterstützt, daß in der Nähe, nördlich von hier, die gleichnamigen Täler Börkös und Artscha nebeneinander liegen. Meine kirgisischen Begleiter klärten mich auch darüber auf, daß sich hier Pässe befinden, welche in Jägerausrüstung und mit nicht beladenen Pferden begangbar sind. Ein anderes Tal ist das Ulugart, durch welches Hedin und Stein gingen. Nach Messungen Hedins ist der Ulugart-Pass 5150, nach Stein 5450 m hoch, aber trotzdem sehen wir hier eine Talserie, in deren Fortsetzung das über 30 km lange Atojnok-Tal liegt. Besonders klar sehen wir das Kulissensystem des Bolor-Tag am Kiakbaschi-Pamir. Hier liegen 26 Bergspitzen des Berggra-

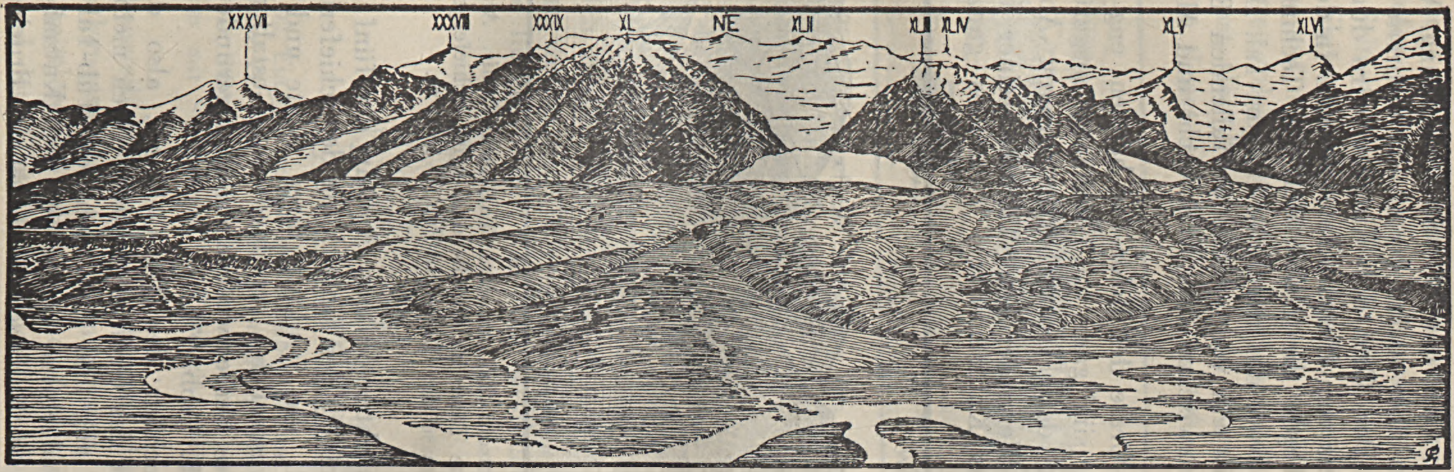


Abb. 89. Der Südwest-Abhang des Atojnok-Tau. Der Aussichtspunkt liegt an der Terrasse des Tschakragil Sees (3670 m). Die römischen Zahlen geben die Daten der Taf. IV. an. Steiler Bruchrand des Gebirges. Vorne breites Tal über der gesunkenen Platte, bedeckt durch flache, verwaschene Hügel der Akkija-Moränen. In den älteren (Akkija-St.) Moränen breit ausgewaschene jungeiszeitliche Täler mit Stirnmoränen des Burkhan-Stadiums. Im Vordergrund Seeterrasse der Burkhan-Zeit, verursacht durch die Stauung in der Ges-Schlucht. Nach dem Freiwerden der Ges-Schlucht bildete sich die Alluvialebene mit dem Mäanderlauf des Kiak-Flusses und breiten Schwemmkegeln in sämtlichen Nebentälern aus.

POLITECHNIKA GDANSKA ZAKŁAD GEOLOGJI

tes King-Tau auf einem Grat mit 290° Streichrichtung. Vor ihm liegt in einer Länge von über 40 km der 12—15 m breite Taltrog des Kiakbaschi-Pamir. Der Grat des Kingtau wird durch das Tal des Buluk-Gletschers vom Ulugart-Tau getrennt. In der Fortsetzung dieses Tales liegen die Nebentäler des Tschimgen-Su, Demtör und Aktaman sowie das nördliche Ulugart-Tal. Der 6000 m hohe Buluk-Tasch ist ein von weitem auffallenden Berg am Ende des Ulugart-Tau zwischen den Kiakbaschi und Muschdu-Pamiren.

Die fünf Kulissen-Grate des Bolor-Tag hängen eng zusammen, ihre Zwischentäler sind ganz von Gletschern ausgefüllt. Die mächtige Eisdecke und der Firn verbergen unseren Augen die wirkliche Orographie. Wenn der Bolor-Tag von seiner Eisdecke befreit wäre, käme das Kulissensystem zweifellos ganz scharf

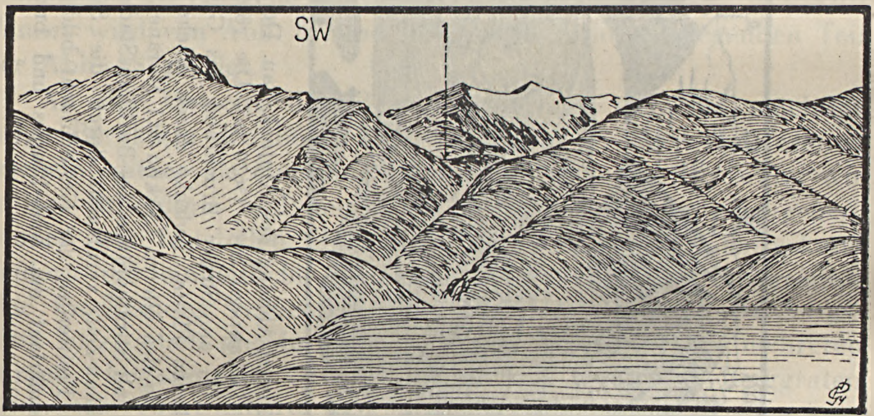


Abb. 90. Das Tumantschi Tal an dem Tarbaschi-Pamir. Abgerundete Berge und wenig eingetiefte Täler im Gneiß- und krist. Schiefergebirge. Im Vordergrund die Hauptterrasse des Tarbaschi-Pamir. 3650 m.

zum Ausdruck. Ich möchte von dem Aufbau der fünf Kulissen noch erwähnen, daß infolge der Einwirkung der schieferigen und Maßengesteine (Granit) die Struktur ihrer Grate und Spitzen zwei voneinander wesentlich verschiedene Gestalten zeigt. Zackige und gefurchte Berge wechseln mit angerundeten und glatten Oberflächen ab. (Abb. 93.)

Der nördlicher Nachbar des Tüb-Gebirges, also die dritte Kulisse von Süden, ist das *Gebirge Atojnok*. Nach meinen Aufnahmen ist es 53 km lang und zieht sich vom Tüb-Tal bis zum Ulugart-Tal. Sein Grundgebirge wurde auf dem Kutimbes-Pamir durch die Verwerfung der Tarbaschi-Kiakbaschier Bruchlinie auf-

geschlossen. Ich fand dort Biotitgranit und stark gefaltete Glimmerschiefer und in den Glimmerschiefern mächtige Pegmatit-Gänge. Sein westlicher Teil ist der Ulugart-Berg Hedins, der in meinen Skizzen nur der Gipfel Nr. 32 sein kann (Taf. IV). Seine Höhe ist auf mindestens 6500 m zu schätzen. Ich glaube, daß an der Ostseite des Ulugart-Berges eine tiefere Lücke im Grat ist, weil sonst der Börkös-Paß nicht begangbar wäre. Auch ich blickte in dieses Tal hinein (Abb. 100.) und sah, daß innerhalb

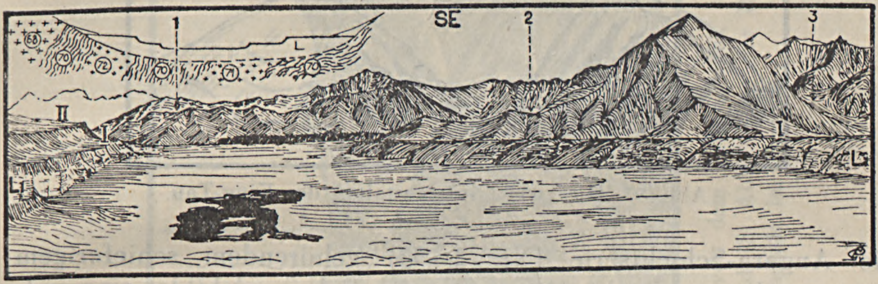


Abb. 91. Das aufgefüllte Seebecken des Kutimbes-Pamir (3685 m). 1: Artscha-Masar Tal. 2: Tumantschi Tal. 3: Kosch-Tasch Tal mit Kar-Nischen aus dr Burkhan-Zeit und Schuttstrom. Im Vordergrund verwaschene Reste von Stirnmoränen. L1: Seeschlamm (Gletscherschlamm) und seine Terrassen (I. u. II). Am Seegrund ein Salztümpel. Die Ziffern des geolog. Querschnittes bezeichnen die Gesteinsnummern der Sammlung. s. im Texte.

seines Felstores, welches nach dem Tarbaschi-Pamir zu ausgeht, hinter den Bergen Nr. 34 und 35 breite Firnfelder in einem mächtigen weiten, nicht sehr hohen, aber sich sehr weit hinziehenden Tale liegen. Soweit das vom westlichen Fusse des Ulugart-

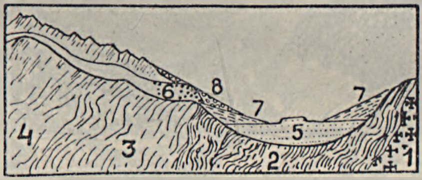


Abb. 92. Ein Querschnitt des Kiakbaschi-Pamirs an d. Längengr. 74° 15. (Lager 25—26 VI. 1909). 1: Granitpegmatit. 2: Serizitbiotitphyllit. 3: Serizitalbitphyllit. 4: Sillimanitgneiß. 5: Burkhan-Trog mit lakustr. Sandausfüllung. 6: Gletscher mit Stirnmoräne. 7: Fluvioglaz. Schutt. 8: Schwemmkegel.

Berges beurteilt werden kann, besteht dieser Teil des Atojnok-Gebirges hauptsächlich aus Granitmassen.

Der mittlere Teil des Atojnok-Gebirges liegt zwischen dem Börkös und dem Gletschertale des Ost-Atojnok. Es ist ein 20 km

langes Eisgebirge von erhabener Schönheit. Ich habe seine Nordseite fast vollständig überblickt und auch seine Struktur etwas eingehender studiert. An dieser Seite liegt in der östlichen Nachbarschaft des Ulugart-Berges zwischen den nördlichen Börkös- und den nördlichen Artscha- (hier Bostanartscha genannten) Tälern ein Berg, dessen Ostseite eine wenigstens 1000 m hohe Felswand bildet (Abb. 94). Ich glaube, daß diese Wand ganz aus in

Abb. 93. Die zwei Gipfelgestalten des King-Tau.

die Angara-Schichtserie (Nr. 2—53) gehörendem schieferigem Quarzsandstein besteht. Die Krone der Felswand bildet eine auffallend gleichmäßig hohe Linie. Der Quarzsandstein liegt auf dieser Felswand in ganz horizontalen Schichtbänken. Die Sohle

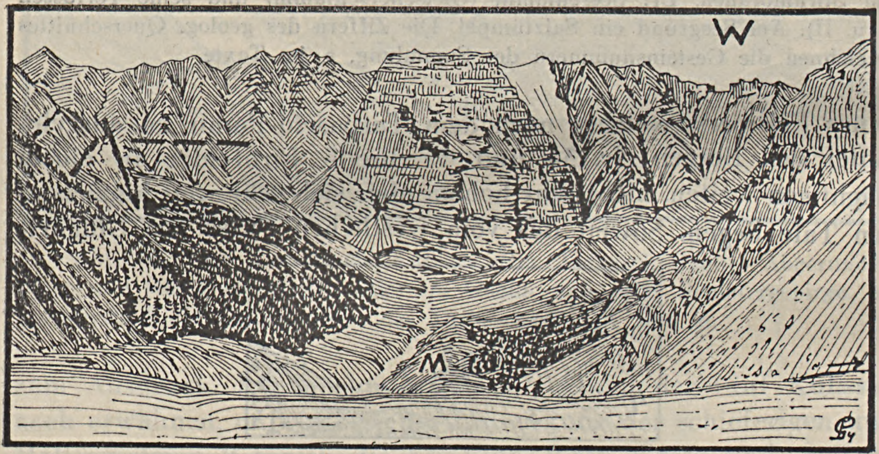


Abb. 94. Das Artschal-Ajryk Tal mit der Börkös-Wand im Hintergrund. Aussichtsp. an der Burkhan-Terraße des Bostan-Artscha Tales (3180 m). Links von der Verwerfung (Pfeil) Karbonkalkstein-Scholle, sons beinahe wagerechte Schichten des glimmerreichen Quarzsandsteins der Angara-Formation. Ein mächtiges Trogal, ausgefüllt mit den Moränenresten der Burkhan-Zeit (M).

der Felswand ist ca. 3300 m hoch. Es ist vom Atojnok-Paß aus zu sehen, daß diese Schichten leicht gegen Norden einfallen bezw. im Norden etwas nach unten gebogen sind (Abb. 95).

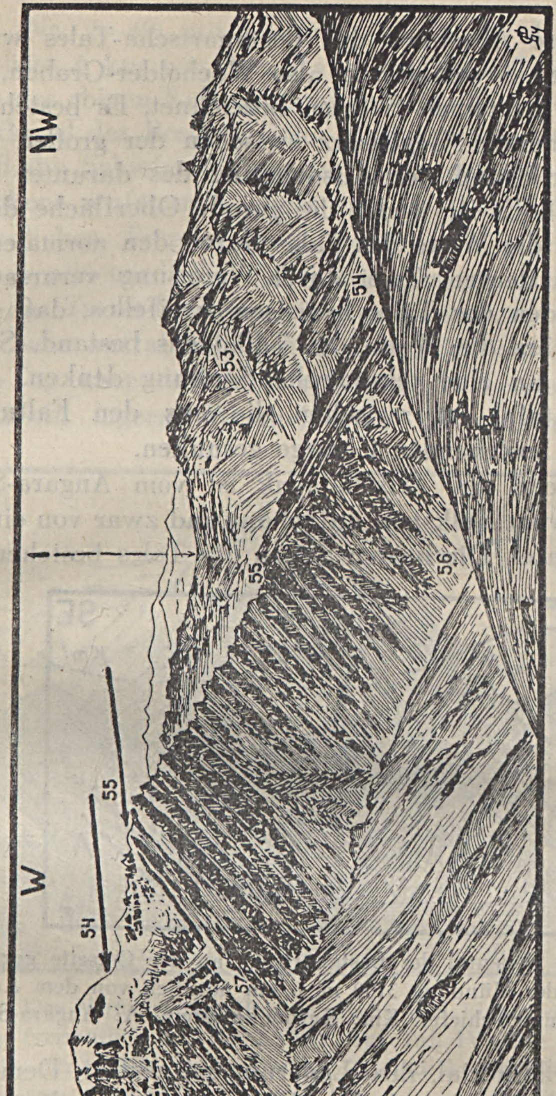


Abb. 95. Der Mittelgrat des Bostanartscha von dem Paß Atojnok (4200 m) gesehen. 1: Paß Mergen an der Börkös-Wand (S. Abb. 94. in der Richtung W). Die Ziffern sind gleich mit der Gesteinsliste im Texte.

Dieser obere Abschnitt des Bostanartscha-Tales wurde von meinem Kirgisen Artschalajrik, also Wacholder-Graben, genannt, so ist er auch in meinen Skizzen bezeichnet. Es besteht ein ungewohnt auffallender Gegensatz zwischen der großen Felswand des Artschalajrik und der Ausdehnung des darunter liegenden Tales (Abb. 94). Es ist weder die gerade Oberfläche der langen Felswand noch die Weite des Tales durch den normalen Prozess der Erosion zu deuten. Zwei durch Vereisung verursachte Kerbungen am Boden des Tales beweisen zweifellos, daß schon am Ende des Tertiärs die Weite des Talbodens bestand. So müssen wir auch hier an eine tektonische Senkung denken. Auch die Quarzsandsteintafel ist zwischen die aus den Faltungen des Grundgebirges bestehenden Gebirge gesunken.

Die Nordseite des Artschalajrik ist vom Angara-Sandstein, seine Südseite vom Kalkstein aufgebaut und zwar von einer steiler einfallenden Tafel. Die beiden Seiten des Tales bestehen also aus

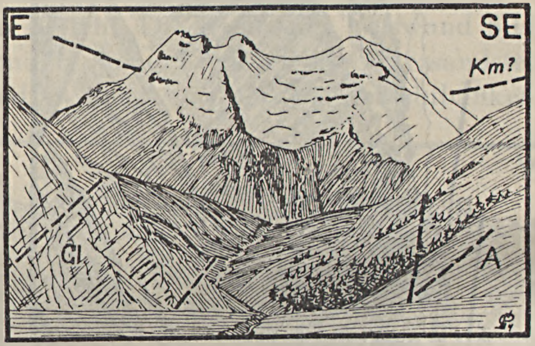


Abb. 96. Ein Nebental des Bostanartscha an der Ostseite gegenüber dem Aktasch Tal, an der Mündung 3160 m, 6 km nördlich von dem Aussichtsp. d. Abb. 97. Gl: Glimmerschiefer. Km: Karbonkalkstein. A: Angara-Sandstein.

verschiedenem Material, ihre Lagerung ist gestört. Dem zwischen dem Koksel-Gletscher und dem Kaindawan-Berg liegenden Teil des Üssen-Gebirges ähnlich ist auch hier die Tafel des fast ungefalteten Quarzsandsteins in die Faltung des Grundgebirges eingestürzt. Die Breite der Sandsteintafel beträgt in nördlicher Richtung etwa 6—7 km, weil das mit dem Artschalajrik von Norden benachbarte Aktasch-Tal noch ganz aus der Tafel ausgekerbt erscheint, aber oberhalb seiner Mündung, in dem niedrigen Vorgebirge Muscovit-Biotit-Glimmerschiefer (Nr. 2—52), weiter nördlich eine schmale Gabbroschiefer-Wand (Nr. 2—51) und wieder weiter nördlich Chloritschiefer (Nr. 2—50) zu finden sind. Im Chloritschiefer befinden sich 10—20 m mächtige Kalksteinschiefer-

Schichten (Nr. 2—49) mit seidenem Glanz. In der Singarkasch-Schotterwüste, 6 km von dem Rand des Bolor-Tag entfernt, ragt ein Felsen des obigen Kalksteinschiefers aus dem weit ausgebreiteten Schuttkegel des Bostanartscha-Flußes empor, was darauf hinweist, daß die Schieferfaltung des Grundgebirges am Rand des Tarim-Beckens stufenartig abgestürzt ist. Die Schiefer sind an dieser nördlichen Treppe des Grundgebirges stark gefaltet, die hier herrschende nördliche Fallrichtung ist zweifellos eine Folge des gegen das Tarim-Beckens erfolgten Einsturzes.

Es ist sehr auffallend, daß in den nördlichsten Vorgebirgen des Bolor-Tag über der Schieferfaltung in breiter Ausdehnung Kalksteintafeln lagern. Westlich vom Bostanartscha-Fluß, auf

Abb. 97. Der Mittelgrat des Bostanartscha und hinter vom der Tschong-Atojnok Berg (vermutlich der Pik XXXIV. auf Taf. IV. 6270 m) von der Vereinigungsstelle der Flüße Bostanartscha (1) und Artschalajryk. (2). 3: Der Kamm des Passes Atojnok.

einem Bergvorsprung, fallen die Kalksteintafeln gegen das Gebirge, also südlich, ein, auf anderen Bergen liegt die Tafel fast horizontal. Bei der Mündung des Artschalajrik-Flußes fand ich einen Kalkstein (Nr. 2—54), welcher mit seinen ungefalteten mächtigen Bänken dem vorhergehenden ähnlich war und vielleicht derselben Schichtserie entstammte. Dieser Kalkstein ist mir aus den südlichen Bergketten des Tienschans wohl bekannt, es ist ein sehr auffallend weißgraues, marmorartig dichtes, von Kalzitadern durchzogenes, stellenweise etwas sandiges, im allge-

meinen gelbweiß verwittertes Gestein. Dort, wo er in größeren Mengen vorkommt, werden die topographischen Namen meistens mit -ak (weiß) gebildet. Daher stammt auch wahrscheinlich der vorher erwähnte Name Ak-tasch (weisser Stein). Das karbonische Alter des 54-er Kalksteins scheint bewiesen zu sein; er ist jedenfalls älter als der Quarzsandstein. (Abb. 96).

Bei der Mündung des Artschalajrik befindet sich eine aus der nach Norden einfallenden Tafel des 54-er Kalksteins herausgeschnittene Scholle, dann folgt gegen Süden eine Verwerfung. Auf der Verwerfung liegt diese Kalksteinscholle und eine mächtige Spilozit- (Nr. 2—57) und Serizitphyllitscholle (Nr. 2—56) nebeneinander. Diese gehören schon dem Hauptgrat des Atojnok-Gebirges an.

In diesem Querschnitt besteht also zweifellos eine nördliche vorgebirgsartige niedrigere Zone aus der Faltung des Grundgebirges. Diese zieht sich vom Bostanartscha-Tor bezw. von der Klippe (2400 m) des Kalksteins (Nr. 2—49) bis zur Mündung des Aktasch in einer Breite von 10 km. Die vereinigten Bostanartscha und Ulugart-Flüße treten in breitem Tore aus den verschieden fallenden Schollen dieser Zone heraus (Tafel III., untere Abb.). Der Name des breiten Tores ist Dscholsu-Mojnok. Wir haben hier ein der Struktur des Bolor-Tag entsprechendes Bild vor uns, Bruchlinie W—O wird von Bruchlinie N—S durchquert, an beiden Bruchlinien entlang liegt ein großes Tal. Von den vier, durch die beiden Bruchlinien gebildeten Feldern ist das nordöstliche in die Tiefe gesunken und wurde zum Teil des Tarim-Beckens. Das nordwestliche Feld blieb in der Höhe und ragt jetzt als Bergvorsprung in das Tarim-Becken hinein. Das Gebirge, welches aus der Scholle des nordwestlichen Viertels entstand, dürfte 400 qkm groß sein. Seine östliche Hälfte scheint nicht hoch zu sein, aber auf seiner westlichen Hälfte ragt der Bergriese Kajin-kol (ca. 5800 m, auf der Karte Steins 18560 Fuß) weit in das Tarim-Becken hinein. Ich sah an seinem westlichen Fuße entlang auf einer Strecke von 15 km nur Diabas (Nr. 2—87). Das südwestliche Viertel ist die Tafel des Angara-Quarzsandsteins, das südöstliche eine aus der Serizitphyllit- und Spilozitfaltung ausgeschiedene Scholle. Das letztere Gebirge kann nach seinem größten Tal, dem in den Atojnok mündenden Ajre, benannt werden. Es hat trotz seiner Gipfelhöhe von 4500 m den Landschaftscharakter von höheren Mittelgebirgen, weil es nur wenig vereist ist. Im Norden ist es stufenförmig abgebrochen, was auch in Abb. 72 zu

sehen ist. In der an seiner Seite angelehnten Schotterzone sah ich eine dunklere Klippe.

Das jetzt erwähnte Kajin-Gebirge des nordwestlichen Viertels ist der östliche Abschnitt der nördlichsten Kulisse des Bolor-Tag. Das Ajre-Gebirge ist der östliche Teil des Ulugart-Tau. Es wird vom Ulugart-Tau in der Tektonik durch die Angara-Tafel der Börkös-Gegend getrennt. Im Ajre-Gebirge, an seinem in einer Strecke von 26 km verfolgten südlichen Fusse, konnte ich nur die Schieferfaltung des Grundgebirges beobachten. Ich konnte ferner noch feststellen, wie ich das bei der Beschreibung des Tüb-Gebirges bereits erwähnt habe, daß die Achse der Faltung des Tüb-Gebirges auch hier W—O-lich verläuft, seine Schichten alle gegen Norden einfallen und offenbar in einer solchen Antiklinale liegen, welche von dem Bruch fast in der Scheitellinie getroffen wurde. Das Ajre-Gebirge wird vom Atojnok-Tau nur durch den langen, in Längsrichtung verlaufenden Bruch getrennt. Übrigens ist er der Teil desselben Grundgebirges.

Nur durch diese nördlichen Vorgebirge kommen wir zur dritten Kulisse, unter den Hauptgrat des Atojnok-Gebirges. Ein wesentlicher Zug der Struktur des Westteiles des Ajre-Gebirges ist der, den ich unter dem Zusammenfluß des Bostanartscha und Artschalajrik im ersten östlichen Tal sah. Ich finde den Namen des sehr großen Tales nicht in meinen Aufzeichnungen, aber es ist aus Abb. 96 nicht schwer zu erkennen. Im Hintergrund des Tales befindet sich nämlich ein großer, von einer breiten Eisfläche bedeckter Berg, von dessen mittlerem Gletscher ein prächtiger Wasserfall herunterstürzt. Das ist in den Bergen Zentralasiens eine seltene Erscheinung, weil sich hier an jeden Steilhang eine große Schottermasse lehnt, wenn Wasser vorhanden ist, welches Schotter führen kann. Auch hier liegt in der Höhe, auf der Faltung des Grundgebirges, eine horizontale Tafel. Da einige Kilometer von hier entfernt, unter dem Atojnok-Paß, der Kalkstein Nr. 2—54 in ähnlicher Lage ist, glaube ich mangels anderer Beobachtungen, daß auch diese Tafel dazu gehört. Dasselbe Bild empfängt uns auf einem anderen Berg, welcher zwischen den Tälern des Bostanartscha und des Artschlajrik liegt (Abb. 97). Auf dieser Abbildung sehen wir im Hintergrund den mächtigen Hauptgrat des Atojnok-Gebirges und den 7000 m hohen Groß-Atojnok-Berg. Abb. 95 zeigt die Ostseite des Bostanartscha-Berges und zwar aus 4250 m Höhe des Atojnok-Passes.

Abb. 95 zeigt uns die Struktur, aber die Bestimmung bezw. die Vergleichung des Gesteins ist infolge der Natur der Beobach-

tung unsicher. Das älteste Gestein ist zweifellos das mit Nr. 2—56 bezeichnete, bänkige, nach Süden einfallende Gestein am Fuße des Bostanartscha-Berges. Dieses Gestein habe ich nicht untersucht, weil ich den ganzen Tag mit dem außerordentlich schweren Übergang durch den Atojnok-Paß beschäftigt war. Aber am nächsten Tag sah ich im benachbarten Gletschertal des Atojnok in derselben Streichrichtung und in derselben Gestalt die große Spilozitmasse, welche ich bis zur Mündung des Tüb verfolgen konnte und daher der Meinung bin, daß sie miteinander identisch sind. Ich konnte noch feststellen, daß der hiesige Spilozit älter als der Kieselschiefer, aber das Hangende des Serizitphyllits ist. Offenbar befindet er sich in der Faltung des Grundgebirges und ist älter als das Mitteldevon. Auf dem Spilozit liegen zwei Schichten des Karbonkalksteins, unten der Kalksteinschiefer, oben der helle, gelbgraue, dichte Kalkstein.

Die Deutung der ausgezeichnet aufgeschlossenen Struktur ist infolge der Schnelligkeit und Unvollständigkeit der Beobachtungen schwer. Wenn wir aber aus den wenigen Daten das Orogen heraussuchen, kann folgender Vorgang beschrieben werden: Die Grundfaltung der kristallinen Schiefer muß mit dem Serizitphyllit zusammen vor das Devon gestellt werden. Darauf folgt Abtragung und Devon- Transgression. Hierauf kam die zweite Faltung, deren Alter höchstens frühkarbon ist. Die Karbon-Transgression ist zweifellos festzustellen, ihr Beginn ist unterkarbonisch. Der Dolomit, der Kalksteinschiefer und der dichte helle Kalkstein beweisen, daß die Transgression nicht von kurzer Zeitdauer war. Eine echte Faltung gab es nicht mehr, nur in dem zwischen den Bergen des Tscharling und des Kaindawan liegenden Gebiet sind die Karbonschichten stärker gefaltet. Sie sind aber nur von örtlicher Bedeutung. Die Karbonschichten sind fast in ganz Zentralasien verhältmäßig ruhige Deckschichten. Die große epirogene Hebung begann schon im Karbon. In dieser Zeit kam die sonderbare Bruchstruktur zustande. Aber an Stelle des Bolor-Tag war in dieser Zeit (vielleicht im Perm und in der Trias) überwiegend ein Kalkstein-Gebirge vorhanden und zwar von nicht unbedeutender Höhe, wie ich das schon bei der Beschreibung des Aigart-Konglomerates erörterte. In der ersten Periode der Hebung wurde das Gebiet von der sogenannten Tibeter Transgression ganz oder teilweise, in Form eindringender Buchten, überflutet, zur selben Zeit lagerten sich riesige Kalkstein-Konglomeratmassen an den Nordfüssen der hohen Berge ab. Das Verhältnis zwischen der mächtigen Masse des Aigart-Kalksteinkonglomerats und den vielfarbigen sandigen

Schichten der Tibeter Transgression versuchte ich an einer anderen Stelle zu erläutern. Ich muß betonen, daß im ersten Leben des Bolor-Tag, als überall Kalksteinberge herrschten und außerdem Tibeter-Angara-Sandsteine die tieferen Teile ausfüllten, falls diese nicht von der Schottermasse der Berge herausgedrängt wurden, eine starke Zerbröckelung im Gebirge vor sich gehen mußte, Darauf kann aus den Störungen in der Reihenfolge der Schichten gefolgert werden.

Die geologische Karte des Bolor-Tag zeigt lauter verschieden gefärbte Flecke. Nebeneinander liegen Schollen, in denen das Grundgebirge entweder unmittelbar von Tibeter-Angara-Sandstein oder von Karbonkalkstein und oben noch von Sandstein oder von keiner dieser Bildungen bedeckt wird. Die breiten Vierecke des Grundgebirges stammen auch entweder aus der älteren oder der jüngeren Gesteinsgruppe. Sie liegen immer nebeneinander, unabhängig von der Gestalt des Bergsystems. Die Decke des Bostanartscha bedeckt nicht nur das Grundgebirge sondern es scheint, als ob sie auch auf den Angara-Quarzsandstein geschoben wäre.

Östlich vom Atojnok-Paß, also an der Nordseite des Atojnok-Tales, im Ajre-Gebirge, sowie auch im Hauptgebirge an der Südseite fehlen die Angara-Schichten. Am Paß befindet sich eine Bruchlinie hinter den nach Norden einfallenden Serizitphyllit-Schichten. Südlich von der Bruchlinie liegt dünnblätteriger Kalksteinschiefer über Spilozit. Am hinter dem West-Atojnok-Gletscher liegenden, ganz vereisten Hauptgrat kommt unter dem Firn an vielen Stellen das horizontale Deckgestein zum Vorschein. Auch dieses weist auf die mächtige Tafel des Karbonkalksteins hin, was auch von dem Gesteinsmaterial der Moränen bestätigt wird (s. Földrajzi Közlemények 1922, T. III, Fig. 3).

Der Kajin-Berg wird von dem langen Grat des *King-Tau* durch das Tal des Tschimgen-Su ganz getrennt. Auch das Tal des Tschimgen-Su unterstützt die Annahme, daß in der Mitte des Bolor-Tag, in der Gegend des Ulugart-Passes, als Unterbrechung der Riesengrate niedrigere, wahrscheinlich durch tektonische Einstürze zustande gekommene Berge, tiefere Lücken, sind. Dieses Tal reicht zwischen die Täler des Ulugart und des Buluk-Gletschers, also unter die Kulisse des Ulugart-tau. Der Gletscher Tschitschikti der Abb. 98-a. fließt offenbar von der Nordseite des Ulugart-Tau hinunter. Aber neben dem Tschitschikti-Gletscher führt — laut Mitteilung meiner Kirgisen — auch ein Paßweg in das Ulugart-Tal.

Im Hintergrund, also auf dem gleichmäßig hohen Abschnitt.

den wir für den Hauptgrat des Ulugart-Tau halten, finden wir wieder horizontale Gesteinsbänke am Gipfel. Was darunter liegt, weiß ich nicht, nur daß rund um die Mündung des Köl-Su Diabas vorhanden ist und daß ich von hier aus gegen Norden bis zur 2745 m Höhe des Targalik-Tales hauptsächlich Diabas und in dem Atdjeilö-Tal Biotitgranit sowie verschiedene Aplite fand. Vulkanische Gesteine bildeten hier große Blöcke. Weiter südlich zeigen die Täler Aktaman und Demtör gar keine Faltung. Die vulkanische Masse ist offenbar auch weiter südlich zu finden. Der 3730 m hohe Djanbulak-Paß ist dadurch besonders erwähnswert, daß die Kalksteintafeln hier ihr Ende haben. Der Djanbulak-Paß liegt an einem schmalen Grat, welcher die Täler Tschimgen-Su und Kur-Tschimgen voneinander trennt. Nördlich von hier kam ich

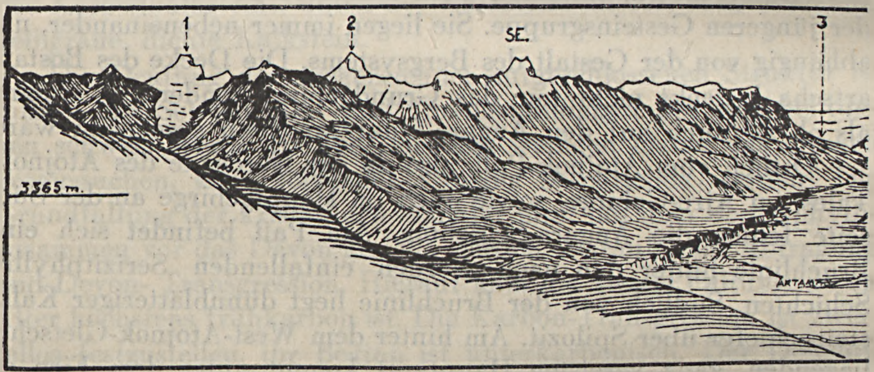
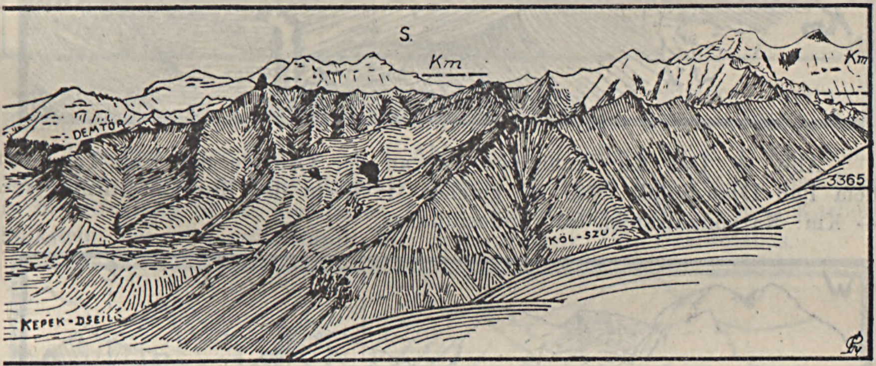


Abb 98. a—b. Der obere Abschnitt des Ulugart-Tau. Aussichtsp.: Südabhang des Passes Djan-Bulak aus einer Höhe v. 3365 m. 1: Berg Kajin. 2: Der Berg 3: an d. Abb. 101). 3: Tschitschikty Gletscher. Unter SE der Berg der Abb 101.

aus dem Targalik-Tal über den 3910 m hohen Atdjeilö-Paß. Auf Skizze der Abb. 98 ist zu sehen, daß, wenn wir die Verbindungslinie dieser zwei Pässe in 160° Richtung fortsetzen, wir die Achse einer tiefen und weiten Talserie erhalten. Die Täler Targalik, Kur-Tschimgen, Tschimgensu-Kölsu, Aktaman und Demtör bilden mit ihren parallelen Talsohlenlinien einen scharfen Winkel mit dieser Achse. Hier sehen wir also eine Wiederholung der orographischen Struktur des Üssen-Berges. Da ich auf dem von mir durchquerten Gebiet keine Bruchlinie entdecken konnte, beschränkten sich meine Beobachtungen nur auf die Tatsache, daß die Kalksteinplatten (Nr. 2—86) an der Linie der zwei Pässe plötzlich unterbrochen wurden und das Gebirge in dem spitzen Dreieck zwischen der Linie der beiden Pässe und der Aktaman-Linie auffallend

niedrig ist. Am Rand des Tarim-Beckens ist hier eine große vulkanische Masse. Biotitgranit, Albitoligoklas-Aplit (2—83), Quarzdiorit-Aplit (2—84), Spilit-Diabas (2—85), Uralit-Diabas (2—87) und ähnliche Gesteine bilden hier eine ununterbrochene Masse, aber weiter westlich im Külgünek-Tal 35 km vom Kajin-Berg entfernt, befinden sich noch immer Diabas-Berge. Die Diabasmasse wird westlich vom Targalik noch von einem großen Tal, dem Koldosun, durchbrochen. Die Richtung dieses Tales läuft sonderbarerweise genau mit den früher erwähnten Tälern parallel.

Eine charakteristische tektonische Erscheinung ist noch die Tatsache, daß westlich von der Bruchlinie der zwei Pässe, aber nur genau bis zu dieser Bruchlinie, ein großes O—W-lich streichendes Tal liegt. Dies ist der obere Teil des Kur-Tschimgen, der



die Linie der beiden Pässe erreichend mit bruchartiger Plötzlichkeit seine Richtung gegen Nordwesten ändert. Der obere Abschnitt des Kur-Tschimgen ist breit, er war wohl vom Eis ausgekerbt, und der Talboden ist jetzt noch von Moränen bedeckt. Der Unterschied zwischen den zwei Seiten des Tales ist auffallend. Dies kommt auch in Abb. 99 zum Ausdruck. Die Nordseite des Tales besteht aus Diabas, seine Südseite aus unterkarbonischem Kalkstein mit seinen bekannten mächtigen, hier regelmäßig nach Süden einfallenden Schichten Die Nordseite ist eine düstere, grünlichschwarze Bergwand, die Südseite dagegen besteht aus einer stufigen. weissen, von rasigen Stufen unterbrochenen Felsreihe. Dieser obere Abschnitt des Kur-Tschimgen reicht bis tief gegen Westen hinaus, er ist zweifellos das in Längsrichtung verlaufende Tal des King-Tau und ein Teil jener Talserie, die am Nordfusse des King-Tau liegt und die diesen Berggrat von seinem nördlichen Nachbar, dem Minteke-Grat, trennt. Der Djanbulak-Paß ist das Ostende des King-Tau. Ich glaube nicht, daß man an dieser bis zum Mar-

kan-Su reichenden 63 km langen Linie entlang mit Karawanen irgendwo über den Grat des King-Tau gelangen könnte.

Über den Aufbau des langen Grates des King-Tau (Taf. VI. unt. Abb.) ist uns nicht mehr bekannt, als aus meinen von der Südseite gezeichneten Skizzen hervorgeht. Das meiste bietet jener Querschnitt, den ich auf dem zwischen dem Ojürma-Bel (4070

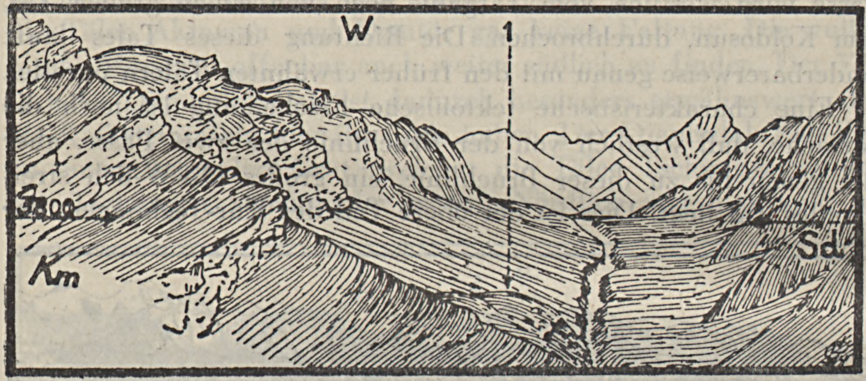


Abb. 99. Das Kur-Tschimgen Tal an der Ostende des King-Tau, von dem Paß Djan-Bulak (3800 m) gesehen. 1: Reste der Burkhan-Stirnmoräne. — Km: Karbonkalkstein. Sd: Spilositdiabas.

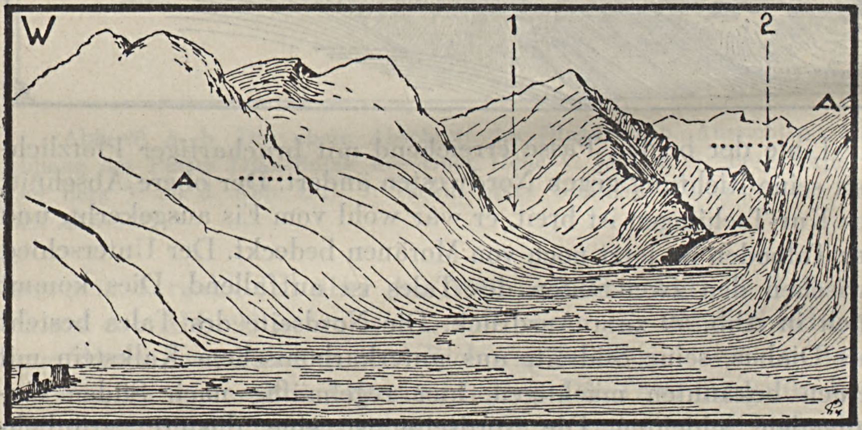


Abb. 100. Das Ulugart Tal an der Mündung des Bostanartscha Tal. Der Aussichtspunkt liegt jenseits der Gp Schlucht des Ulugart (s. Taf. III, untere Abb. gegen SW) 2650 m. Das Trogtal der Akkija-Zeit ist durch punktierte Linie gekennzeichnet und durch d. Buchst. A. 1: Das nördl. Börkös Tal. 2: Ulugart Tal.

m) und dem Muk-Karaul (3210 m) liegenden Abschnitt zeichnete (Abb. 103 a—b). Zur Erklärung dieses Profiles dienen folgende Beobachtungen: Die Streichrichtungen der oben genannten Ge-

steinsgruppen liegen mit auffallender Übereinstimmung zwischen 260 und 290°, laufen also mit der Achse des gegenwärtigen King-Tau parallel. Der Kiakbaschi-Pamir ist der abgeschorene Scheitel einer Serizitphyllit-Synklinale (Nr. 2—73 und 2—74). Die Südseite des King-Tau muß aus dem Grunde als eine in die Achse der Grundgebirgsfaltung gesetzte Bruchlinie angesehen werden (in der

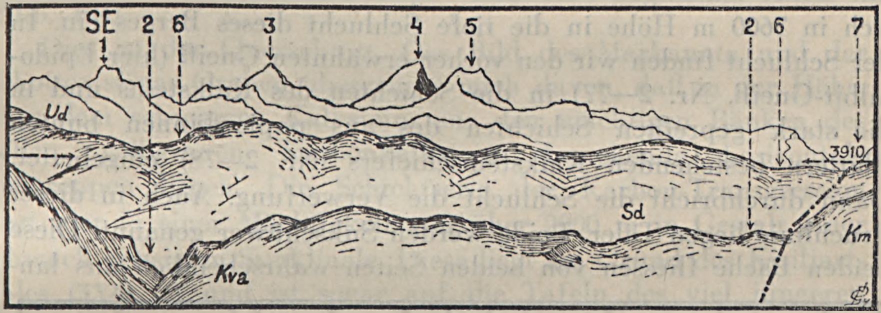


Abb. 101. Die Berge zwischen den Tälern Kur-Tschimgen, Tschimgen, Bostan-Terek und Börkös von dem At-Djeilö Paß (3910 m) an. 1: Kajin Berg. 2—2: Kur-Tschimgen Tal. 3: An d. Abb. 98—a. der Berg Nr. 2. 4: Ein Sechstausender jenseits des Tschitschikty Passes. 5: An d. Abb. 94—a. der Berg in der Richtung SE. 6: Tschimgen Tal. 7: Tschitschikty Tal. — Km: Karbonkalkstein Kva: Quarzdioritaplit. Sd: Spilositdiabas. Ud: Uralitdiabas.

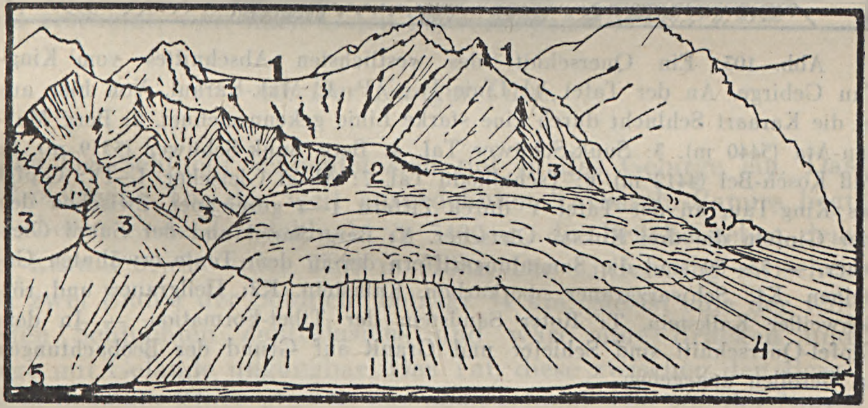


Abb. 102. Ein typischer Teil des King-Tau Gebirges. Aussichtsp. derselbe wie in d. Abb. 92. Richtung NNO. 1: Flache Gletscherjochen, Typ Ulugart. 2: Fladengletscher die das Haupttal erreichen können, mit steilhohen Schwemmkegeln. 3: Schuttströme. 4: Schuttzone, sämtliche Schmelzwässer verschluckend. 5: Trockental, Steinwüste.

Abbildung mit Pfeilen bezeichnet), weil dort ein wenigstens 30 km langer, auch im geometrischen Sinne gerader Felsabhang nur durch Verwerfung entstehen konnte. Die Bruchlinie kann an dem

großen und langen Karaart-Tal entlang verfolgt werden. Dieses Tal keilte sich an der Bruchlinie entlang heraus. Zwischen dem Koschbel und dem Ojürma-bel (4070 m) liegt eine breite Sillimanit-Gneiß-Zone (Nr. 2—75), unter welche Biotitgranit eindrang (Nr. 2—76). Neben und über dem Granit ist der Gneiß stark zusammengepreßt. Am Nordrand der Granitmasse ragt der Sukschüwer-Berg mit seiner mächtigen Felswand empor. Der Karaart-Fluß schnitt sich in 3600 m Höhe in die tiefe Schlucht dieses Berges ein. In der Schlucht finden wir den vorher erwähnten Gneiß (hier Epidotalbit-Gneiß, Nr. 2—77) in die Schichten des Kalksteins und in die stark gepreßten Schichten des aus papierdünnen bunten Blättern bestehenden Kalksteinschiefers (Nr. 2—78) eingebettet. Dann durchbricht die Schlucht die Verwerfung. Auch in dieser Bruchlinie liegen Täler. Beide werden Sukschüwer genannt. Diese beiden Bäche fliessen von beiden Seiten wahrscheinlich aus lan-

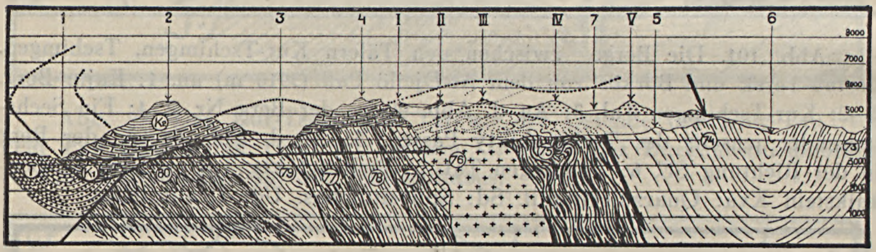


Abb. 103. Ein Querschnitt des westlichsten Abschnittes vom King-Tau Gebirge. An der Tafel V: Linie P — P. 1: Muk-Karaul. Von hier aus ist die Karaart Schlucht durch eine starke Linie gekennzeichnet. 2: Berg Markan-Ata (5440 m). 3: Suuk-Schüwer Tal. 4: Berg Suuk-Schüwer (5519 m). 5: Paß Kosch-Bel (4412 m). 6: Tschalkodü Tal. 7: Aksai Gletscher. I—IV: Gipfel des King-Tau, an der Tafel V durch Ziffern 1—4 gezeichnet. Zwischen den vier Gipfeln die drei Koksai Gletscher. V: Berg Sursil und der Sursil Gletscher. — 75—80 sind die Sammlungsziffern der in dem Texte erwähnten Gesteinen. K1: Schwarzgrauer oberkarbon. Kalkstein. K2: Hellgrauer und rötlichweißer Kalkstein. T: Roter Sandstein der Tibet-Formation. — In dem Gipfel-Querschnitt sind Schiefer und Granit auf Grund der Beobachtungen an Geröllen angegeben.

gen Tälern zu derselben Stelle, weil sie viel Wasser führen, besonders jener, welcher das Schmelzwasser von den Gletschern des Sukschüwer-Berges und des Markanata führt (3530 m). Der Sukschüwer-Berg und der Markanata werden voneinander durch eine Verwerfung getrennt. Unter dem Markanata folgt in der Schlucht die mächtige Schichtserie quarzigen Kalkschiefers (Nr. 2—79) mit südlichem Fall. In 3480 m Höhe gelangt der Fluß in ein etwas weiteres Tal, in die zusammengepreßte Masse von porphyroidem

Serizit-Albit-Gneiß (Nr. 2—80). In 3390 m Höhe liegt das Tor der Schlucht. Hier erreicht man die Schichten des schwarzen unterkarbonischen Crinoiden-Kalksteins. Dieser Kalkstein liegt als Decke über dem fast vertikalen, etwas nach Süden einfallenden Gneiß mit einem Fall von etwa 30° nach Süden. Sein Fall ändert sich insofern, als er weiter entfernt ganz horizontal wird, im Tal des Kisiljart dagegen aber wieder stark nach Süden gerichtet ist (Abb. 104).

Dies ist der Querschnitt. Das Bild des Markanata und der Schotter seiner Graben überzeugte mich davon, daß in der Höhe, über dem schwarzen Kalkstein, aus den mächtigen Bänken des hellen, gelbgrauen Karbonkalksteins bestehende horizontale Felstreppen liegen. Die Schichtserie der Karbon-Transgression liegt hier in einer Mächtigkeit von über 2000 m in Gestalt einer schwach geneigten Synklinale. Diese liegt am Grund des Kisiljart-Tales (3320 m) und ist sogar auf die Tafeln des viel jüngeren Rotsandsteins an der anderen Seite des Kisiljart-Tales überschoben. Ich nehme an, daß diese Überschiebung in die Gruppe der Erscheinungen der großen, epirogenen Hebungen gehört. Die Kalksteintafeln sind im Minteke-Gebirge, im nördlichen Vorgebirge des King-Tau, das auch als sechste nördlichste Kulisse des Bolor-Tag betrachtet werden kann, obwohl es aus der Ferne sehr unbedeutend erscheint, weit nach Osten zu verfolgen.

10. *Der Kungur-Tübe.*

Die Ges-Schlucht schneidet sich tief in das Gebirge ein. Das hydrologische Tor des weit ausgedehnten Tarbaschi-Pamirs liegt am oberen Ende der Schlucht in 3400 m, die Brücke neben dem Ges-Karaul etwas unter 2400 m Höhe. Die Entfernung zwischen den zwei Enden der Schlucht beträgt 34 km. Sie ist eine der wildesten Schluchten Zentralasiens und wäre ohne Brücken und Wege mit Gelände ungangbar. Das Tal, diese zwischen den Bergriesen liegende Kluft, aber ist gar nicht schmal. Die von der Nordseite des Kungur-Tübe hinunter fließenden mächtigen Eismassen, darunter auch der Koksel-Gletscher, erreichen fast die Linie der Talsohle und drängen mit ihrem sausenden Wasser und den Moränen den Ges-Fluß, der sein Bett hier tief eingrub, an die Nordseite der Kluft. (Taf. VI. ob. Abb.) An der Nordseite steht hier also eine ausgewaschene, untergegrabene vertikale Felswand. Diese Felswand wird in der Mitte der Schlucht nur von zwei großen Bächen durchschnitten. Der eine heißt Djagos, er ent-

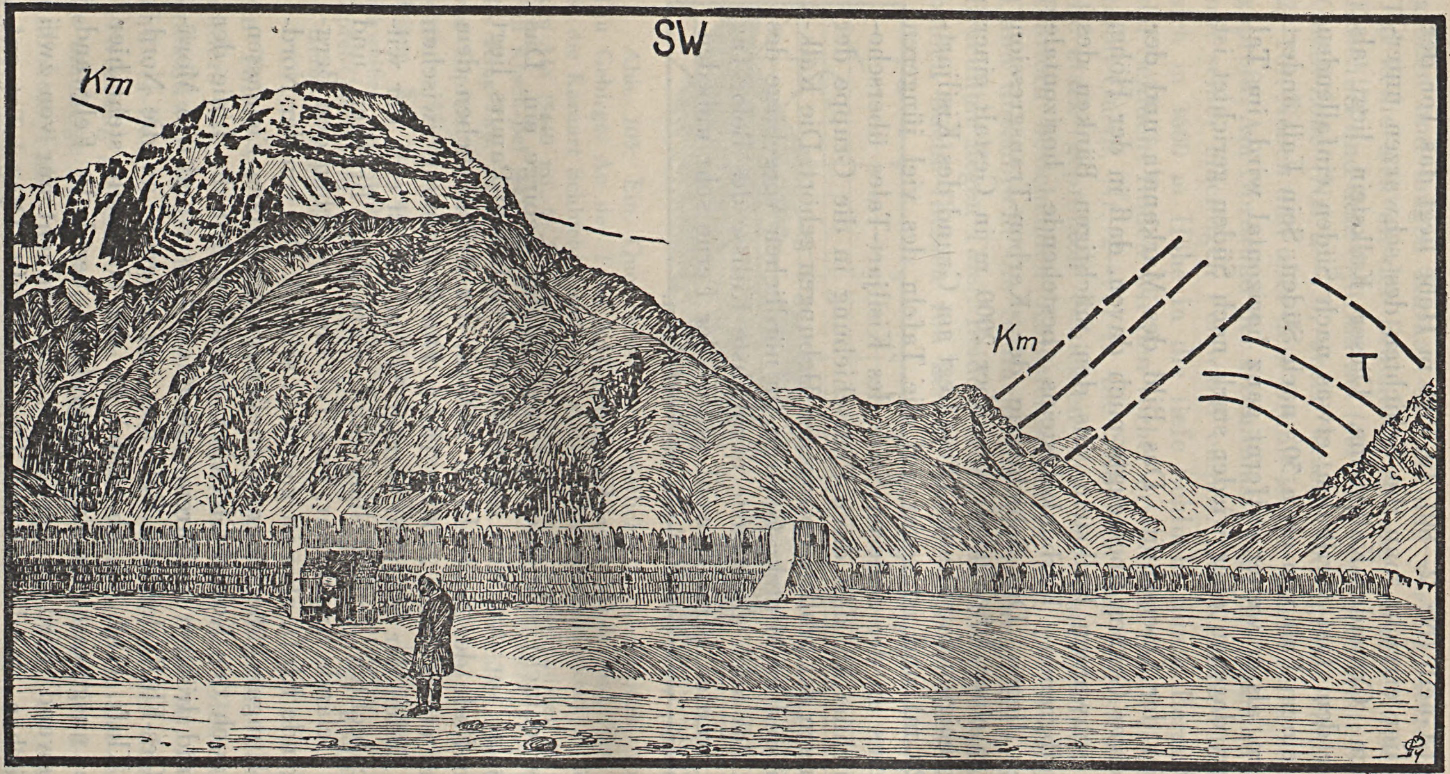


Abb. 104. Der Berg Markan-Ata und die Talsperrfestung Jakub Beks gen. Muk-Karaul (3210 m). Links die Schlucht Kraart, rechts der breite Tal des Kisiljart, den Fuß des Pamir beglei tend in der Hauptverwerfung. Über der Schlucht Karaart eisgeschliffene Rücken bis 3400 m, durch Hängegletscher des Mark an-Ata verursacht. In der Schlucht porphyroid Serizitalbitgneiß. Rechts in dem Kisiljart Tal stark gespreßte Schichten, rote Sandsteine der Tibet-Formation (T.) Die ganze Scholle des Markan-Ata (unten schwarzer und in der Höhe auffallend hellgrauer Oberkarbonkalkstein) scheint in der Hauptverwerfung nach Norden leicht übergeschoben zu sein.

springt am Ostende des Tüb-Berggrates, zweifelsohne in der Nähe des Djagos-Passes. Der andere, dessen Mündung kaum 2 km oberhalb der des Djagos liegt, ist ein großer Bach des zwischen dem Pik XLVI. und dem auf der Karte Steins 7040 m hoch bezeichneten Gipfel liegenden Gletschers. (Taf. IV.) Der Gegensatz zur Südseite, wo man fortwährend Bäche, insgesamt aus 9 Gletscher fließende Bäche, den Koksel-Fluß mit einbegriffen, durchqueren muß, ist auffallend. Daraus folgerte ich, daß auf der Linie der Djagos-Mündung und des Bektargak-Gletschers ein Graben und zwischen dem Graben und der Ges-Schlucht ein Berg vorhanden ist, der zu schmal ist, um einen größeren Bach zu besitzen. Dieser Berg ist wahrscheinlich ein im Graben der Ges-Schlucht liegendes Bruch-Segment. Ihm gegenüber liegt auf der Südseite das breite Moränenfeld des Kokmojnok. Über dem Moränenfeld befindet sich ein mehrere km breites Eisfeld, welches von einer ganzen Reihe kleiner Gletscher gespeist wird.

Dies zusammen gibt eine wenigstens 8 km breite Grabensenke zwischen den mit 260—80° streichenden Bruchlinien. Der nördliche Gipfel ist eine 20 km lange gerade Granitwand, mit für den Granit charakteristischen Absonderungen und Verwitterungsformen. Auch sein östliches und westliches Ende besteht aus Gneiß-Granit. Der große Wasserfall des Ges-Flusses saust über Gneiß-Granit unter der in 2915 m Höhe liegenden Brücke. Auf meinem in der Schlucht zurückgelegten Wege folgten in diesem Teil Gneiß-Granit (Nr. 2—65), steatithaltiger Serizitschiefer (Nr. 2—65 a und b), körniger Gneiß (Nr. 2—63), sillimanithaltiger Glimmerschiefer (Nr. 2—67), Quarzit (Nr. 2—64), dann wieder Glimmerschiefer, dann Gneiß-Quarzit (Nr. 2—66) und schließlich in der Gegend des Tarbaschi-Tores wieder Gneißgranit. Dort, wo die Streichrichtung zu messen war, war sie stets W—SW-lich. Die schieferigen Gesteine sind alle vertikal oder fallen unter 60—80° nach Norden ein.

Die obere Hälfte der Ges-Schlucht liegt also einerseits im Streichen der Faltungshauptachse des ganzen Bergsystems und andererseits in der Zone der älteren kristallinen Gesteine. Der ganze Kungur-Tübe, oder wenigstens seine Nordseite, wird von dieser Gesteinsgruppe aufgebaut, wie ich das an der Westseite des Koksel-Gletschers feststellen konnte. Zum Beweise zeige ich die Skizze der obere Abb. auf Taf. VI. An der ersten Stelle steht unter den Gesteinen der Gneißgranit, da in den Moränen des Kungur-Tübe nur ausnahmsweise ein anderes Gestein zu finden ist.

Der Kungur-Tübe wird nicht nur vom Norden her von einem Bruchliniensystem begrenzt, das ihn strukturell von dem Tüb-Berggrat trennt. dessen Struktur wesentlich verschieden ist. Auch im Osten ist der Abbruch groß, denn neben ihm, in der Linie des Koksel-Gletschers, ist östlich eine Angara-Sandsteintafel zu finden. Auch im Westen liegt ein so niedriges Hügelgebiet, welches nur durch Verwerfung in ein tieferes Niveau gelangen konnte. (S. Mathem. u. Naturw. Anz. d. Ung, Akad, d, Wiss, Bd, LVIII, Taf. I. Rechts unten.) Das Baumaterial des westlichen Nachbarn, des Tumantschi-Berges, besteht zwar aus lauter kristallinen Schiefern, fast wie das des Kungur-Tübe, aber seine breiten und höchstens bis zu 4500 m reichenden Rücken zeigen in der Orographie eine sehr tiefe Stufe neben dem ungefähr 8000 m hohen Kungur-Tübe.

11. *Das Üssen-Gebirge.*

Der Üssen-Darja und der Ges-Darja nahmen ihre Richtung nicht kurzweg in das Tarim-Becken wie die von hieraus nach Osten zu in das Tarim-Becken fließenden anderen Flüsse, sondern fliessen im allgemeinen miteinander parallel gegen Norden. Diese Tatsache macht uns auf die besondere Struktur dieses Gebietes aufmerksam, welche auch dadurch unterstützt wird, daß die ganze Reihe der das Tarim-Becken südlich umgrenzenden Gebirge hier im orographischen Sinne geknickt ist. Ein mächtiges Gebirge, mit aufragenden riesigen Eisbergen steht hier in der nächsten Nähe am Rande der Wüste. Der 7160 m hohe Koksel-Berg liegt 30 km, der letzte 5000 m hohe Gipfel des Djagos nur 17 km vom Anfang des Schuttkegels des Üksen-Darja, also dem äußersten Punkt des Tarim-Beckens entfernt. Auch der vom Nordfuß des Pittik-Tau fließende Tschutek-Bach nimmt seinen Lauf gegen Norden. Alle diese durchbrechen die Gebirgsketten vertikal, in Schluchten. Ich nenne diese Ostecke des Bolor-Tag, also den vom Ges-Darja östlich liegenden Flügel Üksen- (Üssen?) Gebirge. Wir können ihn vom Bolor-Tag auch wegen einiger seltsamer Züge seiner Tektonik trennen. (S. Földr. Közlem. 1922. Taf. II.)

Nach der Karte Steins liegt zwischen dem 8020 m hohen Kungurtübe und dem 7280 m hohen Kisilsel-Berg sowie bis zu den eisigen Gipfeln des vom Kisilsel weiter östlich liegenden Korumdu eine W—O-lich streichende, meinen topographischen Aufnahmen nach 42 km lange, sehr hohe Gebirgskette. Ich versuchte dieses Gebirge aus drei Richtungen zu erreichen und fand mich überall

vor dem geschlossenen Eisgrat der Bergkette. Es ist gar nicht sicher, daß der Kungurtübe der höchste Gipfel der Bergkette ist. Wenn ich die orographisch zusammenhängende Bergkette nach seiner, bis zum heutigen Tage als höchsten bekannten Spitze Kungurtübe-Gebirge nenne, muß ich auch darauf aufmerksam machen, daß der Aufbau des Ost- und Westflügels der Berggrate ganz verschieden ist. An der zwischen den beiden Flügeln liegenden Grenzlinie, die zweifellos eine N—S-lich streichende erstrangige Bruchlinie ist, liegt das Tal des wenigstens 20 km langen Koksel-Gletschers. Auch das Üssen-Gebirge, welches als Vorgebirge des Kungurtübe-Gebirges oder von tektonischem Gesichtspunkte aus als selbständiges, angefügtes Schollengebirge zu betrachten ist, reicht bis dahin.

Das südlichste bekannte Tal des Üssen-Gebirges ist das Kaündü. Wenn wir den Zug der Kungurtübe-Bergkette als Haupt-

Abb. 105. Das Kaündü Tal in dem Kain-Dawan Gebirge. 1: Arpa-Anghis-Djilga Tal. 2: Uluk-Min-Djilga Tal. 3: Das Haupttal Kaündü. 4: Korumdu Tal. (S. Abb. 106—b) Kml: Unterkarbon Crinoidenkalkstein. Ap: Serizitischer Sandschiefer der Angara-Formation. I—II: Burkhan-Terrassen. Aussichtsp. 2450 m.

achse betrachten, weist das Kaündü-Tal eine Längsrichtung auf, es begleitet den Nordfuß des östlichen Flügels der Kungurtübe Bergkette. Der Kaündü fließt 2 km oberhalb der Mündung des Otrake in den Tschimgen-Darja. Laut Berichte meiner Begleiter heißt der Hauptfluß nach der Vereinigung der zwei Flüße Kaündü und Tschimgen-Darja Üksen-Darja (nach meinem Führer aus Taschmalik: Üssen). Schon die Aenderung des Namens macht uns auf die Bedeutung des Kaündü und auf den Umstand aufmerksam, daß seine Wassermenge manchmal die des Tschimgen-Darja erreicht. Die über dem vereinigten Fluß gebaute Brücke befindet sich in einer Höhe von 2175 m. Der Kaündü und der Otrake fliessen in demselben tektonischen Graben einander

gegenüber, ihr Wasser verschwindet mit dem Tschimgen-Darja vereinigt in der Kalkstein-Schlucht Türgene-Tar. Diese Schlucht durchschneidet den Kaindawan-Berg. Der Tschimgen-Darja tritt aus der Khatkir-Schlucht in den Graben des Kaündü-Otrake.

Ein Hauptzug des Troges ist, daß er eine Grabensenke zwischen dem Kaindawan-Berg und den unterkarbonischen Kalkstein-Mauern des Khatkir darstellt. Im Otrake-Tal ist die stark gepreßte Faltung des für devonisch gehaltenen Serizitschiefers und des grünlich glänzenden etwas metamorphen Kalksteins aufgeschloßen. Darüber lagert mit Winkeldiskordanz das Unterkarbon, dunkelgrau-schwarzer Kalkstein mit Kalzit-Adern und der

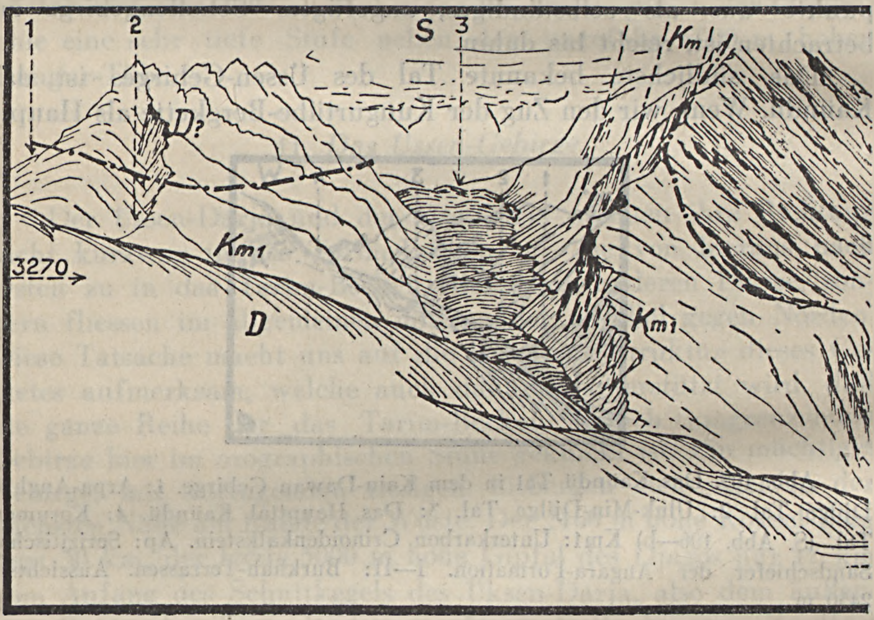


Abb. 106. a—b. Ein Teil des östlichen Abschnittes des Kungurtübe Gebirges vom Paß Kain-Dawan (3270 m) gesehen. — 1: Arpa-Anghis-Djilga Tal. 2: Uluk-Min-Djilga Tal. 3: Korumdu Gletscher. Das Tal ist überfüllt von Moränen. Im Hintergrund über 5000 m hohe Berge. 4: Dschenage Gletscher und das Trogtal von Schutthalden bedeckt und mit schönen Nadelwäldern. — D: Dolomit. Km_1: Unterkarbon. schwarzer Kalkstein. Km_2: Crinoidenkalkstein m. Spirifer bisulcatus.

etwas hellere Crinoiden-Kalkstein mit seinen mächtigen Bänken (Gesteine Nr. 2—108 u. 2—105). Die Grabensenke liegt im Streichen dieser Gesteine. Über dem gefalteten Grundgebirge aber liegt in zerbröckelten Stücken, in trümmerartig verschieden einfallenden, aber ungefalteten Tafeln serizithaltiger, schieferiger Sandstein (Nr. 2—107-a), welchen ich in die Gesteinsgruppe der

Tibeter Transgression einreihe. Die Tafeln des Sandsteins fallen im Gegensatz zu den im allgemeinen sehr stark einfallenden, stellenweise vertikalen, Schichten der Grundgebirge-Faltung, die erkennbare Züge zweier großer Antiklinalen zeigen, nur unter 10—20° ein und liegen verhältnismäßig ruhig im tiefsten Teil der Grabensenke. Diese Struktur ist besonders unmittelbar vor dem Paß des Türgene-Tar auffallend. Diese Schlucht ist ein Spalt, der wie eine eingestürzte Höhle aussieht. Charakteristisch für den Sandstein ist, daß er Kohlen- und Porphyrit-Einschlüße enthält wie der Angara-Sandstein von Tienschan.

Abb. 105 ist eine Skizze der südlichen Antiklinale des Troges.

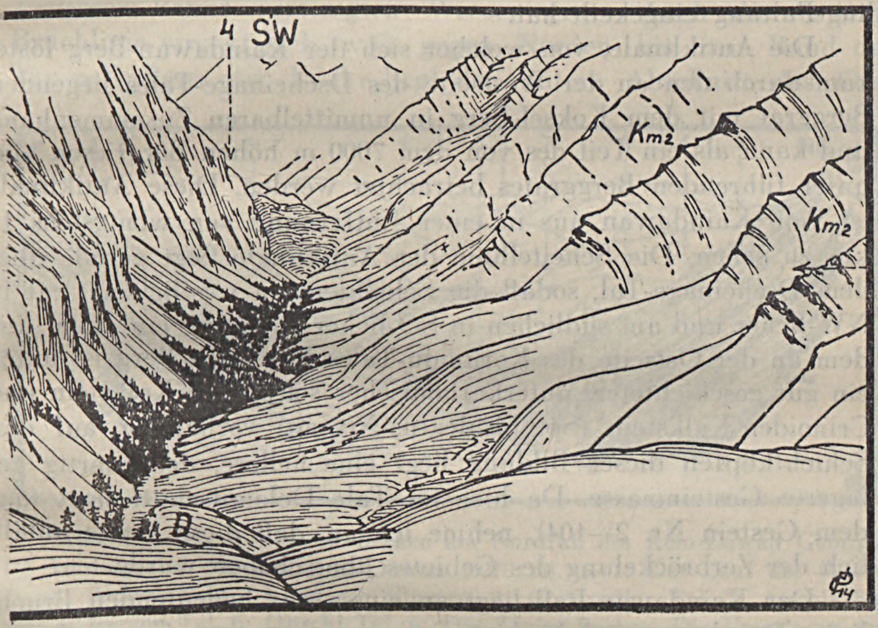


Abb. 106 a—b versucht dieselbe Faltung weiter westlich zu illustrieren. Der obere Teil des Kaïndüs ist schon in die stark gefaltete und zerbröckelte Faltung der unterkarbonischen Kalksteinschichten eingegraben. In der unterkarbonischen Schichtserie ist als untere Schicht der mit Kalzit-Adern durchzogene dunkle Kalkstein, als mittlere (Nr. 2—106) der Crinoiden-Kalkstein, als obere (Nr. 2—104) der Dolomit zu erkennen.

Der an der Nordseite des Kaïndü-Tales liegende Kaindawan-Berg ist ein schmaler Kalkstein- und Dolomitgrat. Er ist eigentlich eine lange Scholle, die ein abgerissenes Segment der Faltung unterkarbonischer Schichten bildet. Dieses Segment stammt von gegen Nordwesten einfallenden Schichten. Seine südöstliche Seite

ist eine steile Felswand, die gegenüber liegende fällt sanfter ein. Im Vordergrund der Abb. 106 a—b sehen wir den Kaindawan-Paß (3270 m) in der Bruchlinie des Dscheinage-Tales und des Keklidschül. Der Paß befindet sich auf den Bruchstücken der Dolomit-Tafeln. Sein Südfuß im Dscheinage-Tal liegt 2820 m hoch. Der Gletscher hat diesen Paß im Burkhan-Stadium wahrscheinlich überschritten. Die in Abb. 106-b gezeigte Km 2 Antiklinale ist zweifelsohne mit jener Faltung identisch, aus deren durch die Dscheinage-Keklidschül-Bruchlinie getrenntem und gesunkenem Flügel der Kaindawan-Berg entstand. Hier steht also eine Faltung mit südwestlicher Achse vor uns, die sich senkrecht zu der Tscharling-Faltung eingekeilt hat.

Die Antiklinale, von welcher sich der Kaindawan-Berg löste, kam durch den an der Westseite des Dscheinage-Tales liegenden Berggrat mit dem Koksel-Berg in unmittelbaren Zusammenhang und kann als ein Teil des von dem 7000 m hohen Bergriesen hinunter führenden Berggrates betrachtet werden. Diese Antiklinale ist vom Kaindawan aus in einer Entfernung von wenigstens 10 km zu sehen. Die Scheitellinie der Antiklinale liegt gerade über dem Dscheinage-Tal, sodaß die Schichten am westlichen Grat in NW-licher und am südlichen in SO-licher Richtung einfallen. Auf dem an der Ostseite des Korumdu-Tales liegenden Berg ist unten ein gut geschichteter, unterkarbonischer schwarzer Kalkstein und Crinoiden-Kalkstein (Sp. bisulcatus-Niveau) vorhanden, auf den Schichtköpfen dieser Bildung liegt eine hellere, deckenartig gelagerte Gesteinmasse. Da hier im Tale Dolomitschutt liegt (aus dem Gestein Nr. 2—104), nehme ich an, daß diese Masse anläßlich der Zerbröckelung des Gebietes überschoben wurde.

Der Kaindawan-Paß liegt an einer sehr bedeutenden Bruchlinie. Der letzte und höchste Paß zwischen dem Ges-Fluß und dem Üssen-Darja in südlicher Richtung ist der Korgon. Der Ges-Karaul liegt bei der Mündung des westlichen Korgonkol in einer Höhe von 2400 m, die Mündung des östlichen Korgon im Khanterek-Becken des Üssen-Darja in einer Höhe von 2030 m. Über der Südseite des Korgon-Tales befindet sich ein Bergriese, auf dessen Seiten gewaltige Hänge-Gletscher vorhanden sind. In Abb. 85 ist gut zu sehen, daß in der unmittelbaren Nachbarschaft dieses Bergriesen Korgontasch in nördlicher Richtung das Hochgebirge endet und plötzlich die wüstenartig kahlen Kieselhügel des Randes des Tarim-Beckens folgen. Diese Zeichnung sowie meine an dem Üssen-darja entlang gewonnene Beobachtung, daß nördlich von der Mündung des Korgon kein einziges Bächlein mehr in

den Üssen-Darja fließt, der Korgon aber ein stark brausender Gletscherbach ist, beweisen, daß der Korgontasch eine Flanke in der Welt der großen, schneebedeckten Berge ist; vor ihm zieht sich die Hauptbruchlinie der Senkung des Tarim-Beckens hin.

Zwischen dem Ostfluß des Korgontasch und dem Kaindawan-Paß vollzog sich eine Verwerfung von ähnlich großer Tragweite. Zwischen den zwei Bruchlinien erhebt sich die große Bastei des Üssen-Gebirges. Beide Bruchlinien sind Teile je eines Bruchliniensystems. Die Bruchlinie des Korgon hat eine Fortsetzung gegen Westen. Die dadurch verursachte Lockerung wurde vom Ges-Fluß ausgenützt, welcher einen langen Gang für die auf den Tarbaschi-Pamir vereinigten Wasser grub. Auch die östliche Bruchlinie streckt sich weit gegen Norden bis zum Rand des Tarim-Beckens aus. In ihr liegt der untere Abschnitt des Ges-

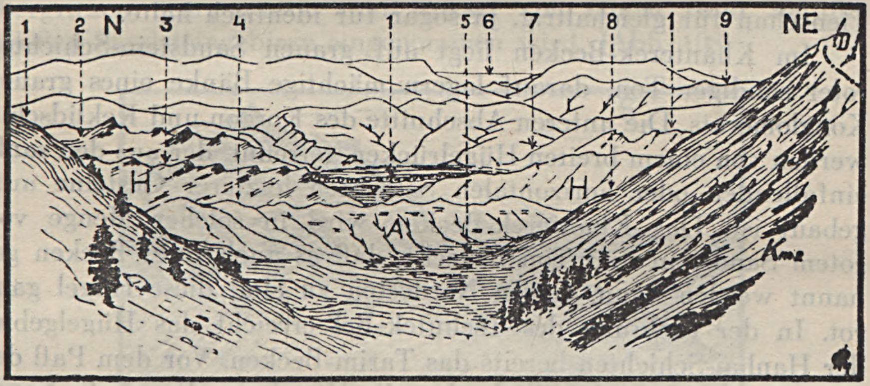


Abb. 107. Das Khanterek Becken am Nordfuß des Kein-Dawan Gebirgs. Im Vordergrund der Paß Kain-Dawan (3270 m). 1—1: Der Lauf des Üssen-Darja. (Unterlauf des Karatasch Flusses). 2: Ghedrudjar Tal. 3: Atschik-Bel Tal. 4: Korgon Tal. 5: Ojtschi Tal. 6: Das Tarim Becken. Die Umgebung des Tumschuk-Karaul. 7: Khan-Terek Tal. 8: Keklidschül Tal. 9: Tschutek-Bel. — D: Dolomit. Km2: Oberkarbonischer Kalkstein. A: Kalkiger Sandstein. H: Roter Sandstein. Salzton und Gipsmergel.

Flusses, der bei der Mündung des vorher erwähnten westlichen Korgon-Tales beginnt.

Im zwischen der östlichen Bruchlinie und dem Kaindawan-Berg befindlichen Dreieck herrschen mit dem Kaindawan-Berg parallele SW—NO-lich verlaufende Bruchlinien vor. Zwischen diesen befindet sich, 7 km nördlich vom Kaindawan-Berg entfernt, ein dem Kaindawan-Berg in jeder Hinsicht, also in Struktur und Material ähnlicher Berg. Auch er bildet eine schmale lange Wand, ein aus einer unterkarbonischen Kalksteintafel herausgeschnittenes

Segment. Es wird von Querbrüchen durchschnitten und vom Üssen-Darja mit einer Schlucht durchbrochen. Das ist die vierte Schlucht des Üssen-Darja. Meine Begleiter nannten diesen Berg Ischeken. Zwischen dem Kaindawan und dem Ischeken liegt ein 7 km breites Becken, das Khanterek-Becken; es wird in Abb. 107 dargestellt. Das Khanterek-Becken wird von stark gegen Norden einfallenden Schichten eines grauen, schieferigen Sandsteins fast vollständig ausgefüllt. Wie die Abbildung zeigt, fallen diese Schichten nicht nur unter 50—60° ein, sondern haben außerdem noch kleinere Flexuren erlitten, als wenn sie in das Becken eingestürzt wären. Ich glaube, daß dieser graue schieferige Sandstein (Nr. 2—103) in das unterste Niveau der Hanhai-Schichten gehört und nehme an, daß darunter jene Quarzsandsteine liegen, welche ich in dem westlichen Nachbartal, im Koksel, in einer großen Mächtigkeit sah und welche ich mit den Angara-Schichten des Tienschan für gleichaltrig, ja sogar für identisch halte.

Im Khanterek-Becken liegt auf grauen Sandstein-Schichten roter sandiger Ton, darauf lagern mächtige Bänke eines grauen Konglomerats. Die unteren Abschnitte des Korgon und Keklidschiil werden von einem breiten Hügelrücken getrennt, der aus den sanft einfallenden oder horizontalen Schichten letzterer Gesteine aufgebaut ist. Das Khanterek-Becken wird in solcher Menge von rotem Sandstein und Ton bedeckt, daß es auch rotes Becken genannt werden kann. Gegen Nordosten zu sind diese Hügel ganz rot. In der Richtung des Tschutek-Bel erreicht das Hügelgebiet der Hanhai-Schichten bereits das Tarim-Becken. Vor dem Paß des Kain-Dawan fiel mein Blick über die Hügel gerade auf die Sandwüste des Tarims.

Der Graben des Ischeken- (Dscheken) Berges, die unterste Schlucht des Üssen-Darja, ist breit. Unter der N—S-lichen Hauptbruchlinie, die sich unter dem Korgontasch befindet, entstand nämlich eine breite Grabensenke. Hier liegen auch heute noch Hanhai-Schichten, Rotsandstein-Tafeln, sodaß der in die Grabensenke eingedrungene Üssen-Darja mit seiner tief ausgegrabenen Schlucht zwischen den Rotsandstein und die Kalksteintafeln des Ischeken-Berges gelangte. Das leicht bewegliche Material der Sandsteinberge auf der linken Seite sorgt dafür, daß der Fluß auch weiter seine rechte Seite, die Sandsteinseite, gegendrückt.

Ich sah die Hauptmasse des Üssen-Gebirges nur an seiner Nord- und Westgrenze in den Ges- und Koksel-Tälern sowie seine nordöstliche Ecke vom Djagos-Paß (Abb. 85). Diese Hauptmasse ist also ziemlich unbekannt. Im Süden, also in der Gegend des

Fusses des Koksel-Bergriesen, dort wo ich die Seitenmoräne des Koksel-Gletschers bis zu einer Höhe von 3700 m bestieg, erreichte ich das zweifelsohne von kristallinen Gesteinen aufgebaute Grundgebirge noch immer nicht. Ich sah auf einer etwa 15 km langen Strecke nur einen etwas schieferigen Quarzsandstein. Mein Weg führte nämlich unmittelbar unter dem Sandstein-Berghang, jedoch auf der Seitenmoräne des Koksel-Gletschers. Dieses Sandstein-Gebirge bildet einen auffallenden Gegensatz zu dem an der Westseite des Koksel liegenden, aus kristallinen Gesteinen bestehenden Riesengebirge. Da ich auf Grund meiner geographischen Aufnahmen die Entfernung zwischen dem Koksel und dem Keklidschül auf 15 km schätze und da im Keklidschül ebenfalls mesozoische Sandsteintafeln in ähnlicher Struktur wie der Koksel-Sandstein liegen, muß ich annehmen, daß der Platz zwischen den Bergriesen Korgontasch und Koksel von einem rund 200 qkm großen Sandsteingebirge eingenommen wird. (Abb. 108).

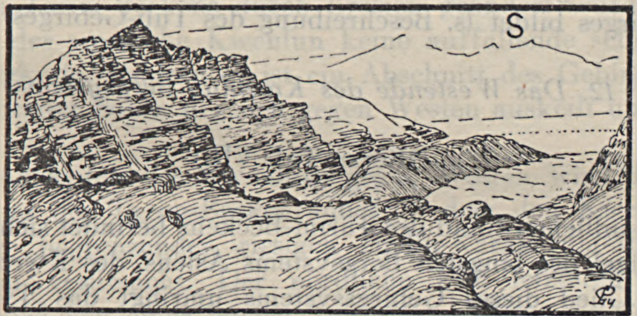


Abb. 108. Der Berg Dschailak-Tasch und der Koksel Gletscher. Flach lagernde Quarzsandstein Schichten der Angara-Formation in sehr großer Mächtigkeit. Im Vordergrund Burkhan-Moränen des Koksel Gletschers (2800 m). Am Gletscher der langen Seitenmoräne war der Aussichtspunkt für d. ob. Abb. d. Taf. VI.

An der Ostseite des Koksel-Gletschers ist das Sandsteingebirge natürlich steil, weil der große Gletscher das Gebirge steil und glatt rieb. In der Nähe des Koksel-Berges, dort, wo die Oberfläche des Gletschers in einer Höhe von 2600—2700 m liegt, steht der Sandstein steil, fast senkrecht. Hier sind Brüche und Verwerfungen zu sehen. Das Üssen-Gebirge stellt eine an diesen Brüchen abgesunkene Scholle dar. Vor den Brüchen aber liegt eine große, verhältnismäßig ruhige Tafel, welche ohne einen bedeutenden Bruch sich nicht nur bis zum Ges-Tal zieht, sondern vom Einkeilen des Flußtales abgesehen, auch noch auf der Nordseite des Flusses zu

sehen ist. Hier ist sie natürlich nur in kleinen Resten zu finden, weil das Ges-Tal einerseits von der mächtigen Moräne des Burkhan-Stadiums bedeckt wird, andererseits das Ges-Tal in der Längsrichtung liegt, welche sich vom Korgontasch bis zum Tarbaschi hinzieht und so hinter ihr im Norden schon die felsigen Schneeberge der hohen Scholle des Grundgebirges emporragen. Die durch den Koksel-Gletscher ausgehobelte Sandsteinwand steht hier in einer Länge von 15 km ganz nackt da. Ich konnte mich davon überzeugen, daß sie ausschließlich von einem homogenen, aschgrauen Kohlenkörner führenden Quarzsandstein aufgebaut ist (Nr. 2—62). Die Tafel liegt nicht horizontal, sie besteht aus einer einzigen, leicht erhobenen Welle, was den Eindruck erweckt, als ob die gesunkene Tafel unter dem Druck der Senkung etwas gewölbt wäre (Abb. 108).

Der Korgontasch ist nur im orographischen Sinne ein Glied des Üssen-Gebirges. Er ist ein Horst, der mit seiner westlichen Streichrichtung einen durch die Ges-Schlucht getrennten Teil des Tüb-Gebirges bildet (s. Beschreibung des Tüb-Gebirges).

12. Das Westende des Kwenlun-Bergsystems.

(Hierzu Taf. VII.)

Am südlichen Rand des Tarim-Beckens befindet sich der westliche Flügel des längsten Bergsystems Asiens, des Kwenluns. Das mittlere Glied dieses Gebirgssystems umringt das Tschajdamer Becken, reicht im Westen nach der allgemeinen Einteilung bis zum Tschertschen-Darja, wo das westliche Glied beginnt. Das westliche Glied des Kwenlun-Bergsystems biegt sich stark gegen Norden. Seine Bergketten liegen in einer verhältnismäßig schmalen Zone zusammen. Im Norden fallen sie steil gegen das Tarim-Becken ab, im Süden lehnen sie sich an das sehr hohe Tibeter Hochplateau. In einer Entfernung von 600 km nach Süden zieht sich ein Hochplateau bis zum Hedin-Bergsystem, auf welchem angeblich die im allgemeinen W—O-lich streichenden, längeren oder kürzeren Bergketten eine Höhe von 6—7000 m erreichen. Zwischen ihnen sollen viele breite Taltröge mit seichten Seen in einer Höhe von 5—6000 m liegen. Die Bergkuppen des West-Kwenlun selbst sind verhältnismäßig niedrig. Obwohl seine einzelnen Gipfel, Monadnocks oder Nunataks, die Höhe von 7000 m erreichen, übertreffen vermutlich seine Dimensionen nirgends jene der inneren Tibeter Bergketten. Sine wild zerrissenen, niedrigeren Abschnitte erwecken den Ein-

druck, als ob die äußersten Tröge des Tibeter Hochplateaus hier im Norden durch die von dem tiefen Tarim-Becken zurückgreifende Erosion zerrissen wären.

Der West-Kwenlun ist von Tibet her eine wenig auffallende orographische Erscheinung; das einzige Merkmal, durch das sich diese Bergkettenzone von den übrigen Tibeter Bergketten unterscheidet, ist, daß in der Fortsetzung ihrer Taltröge in der Nähe des Tarim-Beckens wilde Schluchten vorhanden sind, die wegen der brausenden Bäche fast ungangbar sind. Das Bergsystem wird vom Tschertschen-Darja bis zum Jarkand-Darja von mindestens ein Dutzend Flüssen vollkommen durchbrochen, es befindet sich also hier keine erstrangige Wasserscheide, was in einem der ansehnlichsten Gebirgssystemen der Erde eine ungewöhnliche Erscheinung ist. Alle bisher erwähnten Daten weisen also darauf hin, daß das ganze Nordtibeter Hochplateau nördlich vom Hedin-Bergsystem bis zum Rand des Tarim-Beckens von einem orogenetischen Prozeß einheitlich gestaltet und nur der nördliche Rand infolge der Nähe des tiefen Tarim-Beckens durch Erosion geändert wurde. So besitzt also der westliche Kwenlun keine auffallende schmale und lange Bergkette, sondern er ist ein Abschnitt des Gebirgssystems mit sehr breiter Sohle, der sich gegen Westen auskeilt und schmaler wird.

Das Auskeilen des Kwenluns gegen Westen wird durch die Annäherung des Tarim-Beckenrandes zu dem den Kwenlun von Süden her begrenzenden riesigen Hedin-Karakorum-Mustagata-Bergsystem verursacht. Der nördliche Fuß letzteren Gebirgssystems wird von einer langen Talserie begleitet: ein Teil dieser Talserie wird vom Raskem-Darja, also vom oberen Abschnitt des Jarkand-Darja, eingenommen. Dieser Raskem-Darja fließt also mit dem oberen Abschnitt des Indus parallel, der der südliche Randfluß des früher erwähnten Gebirgssystems ist.

Das westliche Ende des Kwenluns wird nicht nur schmaler, sondern auch wesentlich niedriger. Die vom großen Durchbruch des Raskem-Darja westlich, also von der Mustagata-Gruppe, herunterkommenden Flüße durchbrechen es alle in Schluchten. Diese Flüsse sind dem Namen nach: der Üssen-Darja, davon 60 km östlich entfernt der Kengkol, dann folgt in etwa 60 km Entfernung nach Osten der bereits erwähnte Jarkand-Darja. Die zwischen den drei Flüssen liegende Gebirgsgruppe bildet den westlichsten Teil des Kwenluns, welcher seiner Lage und seinem Aussehen nach als Vorgebirge des Mustagata erscheint, besonders vom Tarim-Becken her, weil nur eine kleinere Gruppe desselben

über 4500 m ragt und nur diese auch im Sommer von Firn bedeckt ist. Diese Gruppe heißt Pittik-Tau. Dahinter aber erhebt sich ohne Unterbrechung über 7000 m hoch die Eiswand des Mustagata, welche weiter westlich von den Riesengebirgen des Bolor-Tag abgelöst wird. Die Sandsteinwüste des Tarim-Beckens im Norden, diese eisbedeckten großen Bergmaßen im Süden und im Westen, wirken neben dem Kwenlun gleich fremd.

Die Gebirgsgruppe, die ich unter der Bezeichnung Westende des Kwenluns zusammenfasse, erhebt sich an der Strecke Jarkand-Jangihissar des südwestlichen Randes des Tarim-Beckens und streckt sich bis zu den Schneebergen des Mustagata-Bolor aus. Im Osten wird er vom Jarkand-Darja begrenzt.

Vor mir haben Forsyth, Hedin, Bogdanowitsch, Deasy und Stein diese Gebirgsgruppe besucht; von Bogdanowitsch stammen auch einige sehr charakteristische geologische Daten. Vom topographischen Gesichtspunkte aus haben wir nur die Sohlenlinien einiger Täler, die Routen von Hedin, Deasy und Stein gekannt. Nach mir hat de Terra, ein Mitglied der Trinkler-Expedition, im Jahe 1927/28 das Topa-Dawan am östlichen Rande dieses Gebietes besucht.

Nach den Beobachtungen von Bogdanowitsch war, man der Ansicht, daß der westliche Kwenlun seit dem Karbon lange Zeit hindurch das südliche Randgebirge des zentralasiatischen Kontinentes (Angara-Massiv) darstellte, welches von den Tibeter postkarbonischen Transgressionen nie überflutet werden konnte. Bogdanowitsch stellte in seinen, in zwei Querschnitten zusammengefaßten Routen fest, daß die im Aufbau dieser Gebirgsgruppe teilnehmenden Gesteine 5 Gruppen bilden und zwar: 1. Gneiß und kristalline Schiefer, 2. Marine Gesteine der devonischen Kwenlun-Transgression, ganz dunkle Kalksteine, Tonschiefer und Sandsteine, 3. Diskordant gelagerter, gewöhnlich hellerer, sogar weißer oberkarbonischer Kalkstein, 4. Den landnahen Charakter aufweisende Gesteine der Permokarbon-Tibeter-Transgression, 5. Tertiäre Gesteine.

Ich stellte auf der Strecke, welche ich im Jahre 1909 von Kuscherab, also der großen Kurve des Jarkand-Darja bis zu dem am Rand des Tarim-Beckens liegenden Dorfe Kisil zurücklegte, folgende Serie fest: 1. Gneiß, Granit und Quarzit. 2. Schwarzer Tonschiefer. 3. Schwarzer Kalkstein. 4. Dunkler Sandstein. 5. Hellgrauer Kalkstein. 6. Dunkelgrauer Kalkstein. 7. Grünlichgrauer, glimmeriger Quarzsandstein. 8. Rotes Konglomerat, Sandstein.

Das rote Konglomerat schmiegt sich an die gegenwärtigen Bergmaße, es ist wahrscheinlich tertiär oder sogar nur neogen. Da ich vom Jarkand-Darja westlich ein größeres Gebiet und eine längere Wegstrecke zurücklegte, als sonst jemand vor mir und ich auch auf langen Strecken die Routen von Bogdanowitsch berührte, konnte ich leicht feststellen, daß diese Gesteine fast vollständig den Querschnitten von Bogdanowitsch entsprechen. Ich fand unter dem zwischen dem Jarkand-Darja und dem Kengkol liegenden dunklen Sandstein Nr. 4 den mit den Devon-Kalksteinen von Bogdanovitsch gleichzustellenden schwarzen Kalkstein (Nr. 3) und darunter schwarze Tonschiefer (Nr. 2). Darüber lagert der fest zueinander gehörende, auffallend gut geschichtete, fast ungebrochene, hellgraue (Nr. 5) und dunkelgraue (Nr. 6) Kalkstein, dessen oberkarbonisches Alter kaum zu bezweifeln ist.

Die Gesteine der „Kwenlun-Transgression" fand ich auch im Tale des Kismak-Paßes in der von Bogdanowitsch erwähnten Reihenfolge: unten Sandstein, darüber schwarzen Tonschiefer, Kalksteinschiefer und wieder Sandstein. Ich ging im Tale des Gidjek-Passes auf dem von Bogdanowitsch zurückgelegten Wege und konnte mich von der Identität dieser Schichten überzeugen, also davon, daß sie die „Devon-Gesteine" von Bogdanowitsch sind.

Das stratigraphische Bild wechselt aber, wenn wir gegen die westlichen Ränder unserer Gebirgsgruppe kommen, also zu den Bergriesen des großen Mustagata und des Bolor-Tag. Hier erscheinen mächtige Pegmatit-Massen, welche entweder unter den devonischen schwarzen Tonschiefern oder darüber lagern. Die Gesteine der Kwenlun-Transgression treten hier in den Hintergrund. Darüber erscheinen grünlicher Sandstein und Brekzien, welche aber nicht mit dem grünlichen, schieferigen Quarzsandstein Nr. 7 der Tibeter Transgression identisch sind, sondern als Abarten der dunklen Sandsteine Nr. 4 erscheinen. Darüber lagern die oberkarbonischen Kalksteine und die Gesteine der Tibeter Transgression diskordant, in größerer Mächtigkeit und abwechslungsreich. Diese verbreiten sich aber nicht weiter gegen Westen. Der Mustagata und der Bolortag erhoben sich aus der Tibeter Transgression, der westliche Kwenlun, wenigstens sein rund um den Jarkand-Darja liegender Teil, dagegen nicht, wie ich das nachstehend beweisen werde.

Ich nenne das sich von den Tälern des Kengkol, Tscharling und Jarkand-Darja nordöstlich bis zu dem Rand des Tarim-Bekkens hinziehende Gebirge nach dem in seiner geometrischen Mitte befindlichen Kapka-Paß *Kapka-Gebirge.* Ich versuche den Auf-

bau dieses Gebirges mit Hilfe von zwei Querschnitten zu illustrieren. Der eine Querschnitt beginnt an der Stelle des Jarkand-Darja, wo sich der Raskem-Darja, Sarikol und Tscharling vereinigen und verläuft gegen NW (von dieser Stelle an heißt der Fluß Jarkand-Darja). Er läuft an der Länge des Tscharling-Flußes entlang und erreicht durch den Sugurluk-Paß den Kengkol. Dieses Profil liegt also im Streichen des Jarkand-Bogens (Abb. 109.)

Der zweite Querschnitt durchschneidet den Suess'schen Jarkand-Bogen quer, senkrecht zum ersteren (Abb. 110).

Ich stellte auf Grund der beiden Querschnitte vor allem fest, daß sich von der erwähnten Stelle des Jarkand-Darja gegen N—

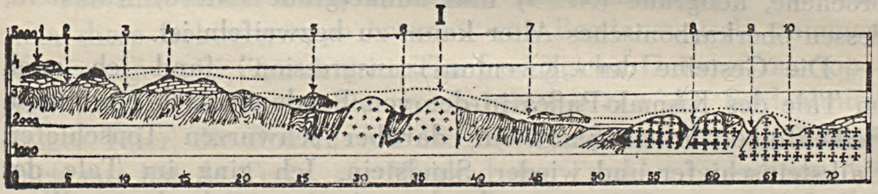


Abb. 109. Ein Querschnitt vom Paß Kara-Agyl bis Kuscherah an dem Jarkand-Darja. 1: Paß Kara-Agyl (3960 m). 2: Kara-Agyl Tal (3490 m). 3: Klengkol Tal (3070 m). 4: Paß Sugurluk (3785 m). 5: Terek-Masar. 6: Tscharling Tal (2300 m). 7: Sagesandek Mündung (2050 m). 8: Kaisirse Schlucht (1870 m). 9: Tscharling Schlucht. 10: Dörfchen Kuscherab.

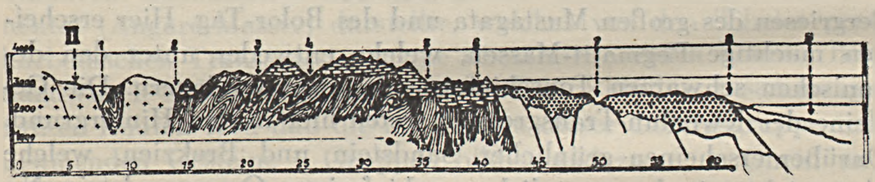


Abb. 110. Ein Querschnitt durch die Tscharling und Tschimgen Täler bis zum Rande des Tarim Beckens. — 1: Tscharling Tal (2160 m). 2: Kais Tal (2640 m). 3: Arpalik Tal (3320 m). 4: Khan-Köl (3185 m). 5: Suluk-Köl (2970 m). 6: Kapka Graben. 7: Tschimgen-Darja. 8: Die Randverwerfung des Tarim Beckens. 9: Die Oase Asar südl. Kisil (1340 m).

NW zu, in einer Länge von etwa 40 km ein hauptsächlich aus Granitpegmatit bestehendes Grundgebirge von kristallinen Gesteinen ausbreitet. Ich fand hier acht, infolge von Einkeilen anderer Gesteine voneinander getrennte Granitmaßen. Im Norden Gneißgranit, im Süden, in der Nähe des Jarkand-Darja Granitpegmatit (s. Szentpétery: Petrographische Daten aus Zentralasien. Jahrb. d. kgl. ung. Geol. Anst. XXI. 9, Bpest 1913, Gesteine Nr. 118, 121—122, Nachstehend weisen die Bezeichnungen der Ge-

steine auf diese Arbeit.) Die Stelle der zwei Querschnitte zeigt Tafel VII.

Zwischen die südlichen Granitblöcke des Kapka-Gebirges wurden verschiedene Gesteine eingepreßt. Wir kennen diese Gesteine, teilweise bereits aus anderen Gegenden, aus den Mitteilungen von Stoliczka und Bogdanowitsch. Bis jetzt waren in ihnen keine Fossilien zu finden und daher ist ihr Alter noch nicht genau zu bestimmen. Der Tschraling-Fluß fließt, bevor er in den Jarkand-Darja mündet, durch eine schmale Felskluft mit fast vertikalen Wänden. Dieser korridorartige Graben, durch den man nur beim niedrigen Wasserstand gehen kann, entstand infolge der Auswaschung des zwischen der an beiden Seiten emporragenden Granitpegmatitmassen hineingepreßten Kalksteins. (Abb. 109 unter Nr. 9). Die Achse der Kluft liegt in einer Richtung von 110°. In der Nachbarschaft des westlichen Tores der Kluft fand ich mit derselben Streichrichtung eine marmorartige schneeweiße kristallinie Kalkstein-Bank, die vertikal gestellt war. Dieselbe fand ich mit etwas abweichender Streichrichtung (140°) in einer Entfernung von 12 km in SW-licher Richtung im Tscharling-Tal.

Die zweite Granitpegmatit-Maße, die die Ostwand der Tscharlinger Schlucht bildet, breitet sich weiter gegen Norden aus In ihr ist der unterste Teil des Kisilto-Tales eingegraben. Etwa 2 km über der Mündung des Kisilto erweitert sich das Tal und hier finden wir in einer Breite von 15 km mit 80° Streichrichtung stark gefaltete, dunkle Tonschiefer. Die Namen Kara-djilga, Kara-dawan usw. beziehen sich offenbar auf die Farbe dieser Schiefer, zu denen die weißen Granitpegmatit-Felstürme einen scharfen Gegensatz bilden. Dieser breite Abschnitt des Kisilto heißt Örtön. In ihm liegen die Tadschik-Oasen, berieselte Felder und Häuser, einer der hierher fließenden Bäche heißt Tügrmen = Mühlbach. Das obere Tor des Örtöns liegt wieder in mächtigen Granitpegmatit-Felsen. Das Tor ist der Ausfluß der Berieselungs-Kanäle, das „Wasserspendende", deshalb ein heiliger Ort; hier befindet sich der Karaska-Masar (Abb. 111).

Die Karaska-Schlucht verdankt seine Entstehung loseren Gesteinen. Sie wird von vertikal gestellten, grünen Metamorphschiefern mit 140° Streichrichtung ausgefüllt. Hinter dem Tor erweitert sich das Tal in den Grünschiefern wieder, nimmt das Bett des Kisilto-Flusses in einer 10 km langen Strecke in sich auf, sodaß der Fluß der Streichrichtung der Schiefer folgt. Der fünfte Granitblock folgt in einer Entfernung von 10 km nach oben zu. Aus seinem Tor tritt der Kisilto-Fluß in die Talerweiterung des

Grünschiefers, den unteren Kais. Die Grünschiefer strecken, die Streichrichtung von 140° im allgemeinen behaltend, sich weiter, aber die Schiefer werden hier im Nordwesten von einem Gneißgranitblock begrenzt. Das ist der letzte von kristallinen Gesteinen aufgebaute Berg gegen Norden. Die zusammengepreßten Schiefer können noch am Talboden in einer 12 km langen Luftlinie mit einer Streichrichtung von immer regelmäßig 100—110° verfolgt werden. In diesem Kokmojnok gennanten Teil herrschen glänzend schwarze, in kleine Stäbchen zerfallene Tonschiefer vor. Hier sind die Tonschiefer bereits nur noch am Talboden zu finden. Darüber lagern diskordant jüngere Gesteinstafeln, von welchen später die Rede sein wird.

Der zweite Querschnitt (Abb. 110), der im Tscharling-Tal mit dem ersten in einer Länge von etwa 30 km und einer Entfernung von 5—6 km parallel läuft, zeigt in vieler Beziehung einen ähnlichen Aufbau. Der Bag-Kaisirse-Teil des Tscharling-Tales ist in einer Länge von 20 km in eine Zone von Glimmerschiefern und

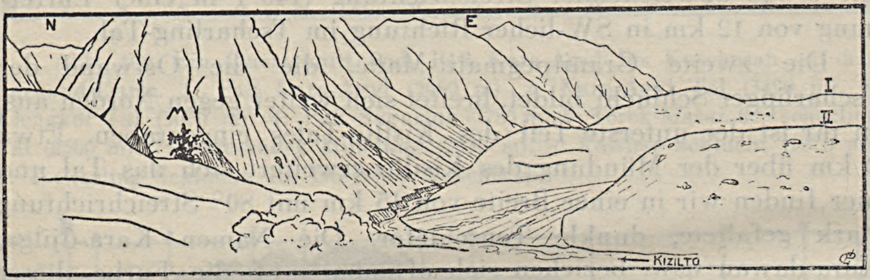


Abb. 111. Die Granitberge des Karaska. M: Karaska-Masar. der heilige Baum. (2230 m). Im Vordergrund die Marillenbäume der kleinen Oase Karaska.

daraus scharf hervorstechendem weißem Marmor eingebettet. Die Streichrichtung dieser Schichten beträgt ziemlich regelmäßig 110°, auch das Tal behält, von kurzen in 140—150° streichenden Knickungen abgesehen, diese Richtung. Nach oben, bis gegen Bag (diese winzige Oase ist auf den meisten Übersichtskarten zu finden), wird das Tal breiter, dem früher beschriebenen Örtön ähnlich. Hinter Bag liegt aber wieder eine Granitschlucht. In der Orographie des Gebietes kommt die oberflächliche Erscheinung des Granits stark zur Geltung. Das Tal verengt sich zu einem dunklen Tor, es ragen dunkle Felsdome über ihre Umgebung, von hohen Schuttkegeln umringt. Dieses Granitgebirge wird von Gneißgranit aufgebaut (Szentpétery: Nr. 118). Das Gebirge von Bag wird strukturell von einer ganz zerbrochenen und zusammengepreßten Gesteinsmasse gebildet. Die Hauptmasse des Gneiß-

granits wird fortwährend von launenhaft durcheinander geworfenen, grünlichen, phyllithaltigen Sandschiefern unterbrochen. Der Gneißgranit ist auch hier älter als die mit ihm zusammengefalteten Schiefer, wie es sich bei den petrographischen Untersuchungen der Schiefer herausstellte.

Ich fand nördlich von Bag, dicht beieinander, drei mächtige Gneißgranitmassen, welche scheinbar durch solche Streifen voneinander getrennt sind, welche hauptsächlich von glimmerig-sandigen Schiefern und Phylliten aufgebaut sind. Wie bereits erwähnt, fehlt der Gneißgranit auch in diesen nicht, er ist sogar sehr oft in Gestalt von großen Stücken zu finden. Bis die reine Granitmasse schöne anstehende Berggipfel aufbaut, betten sich die Täler in die Streifen der Schiefer ein.

Die im ersten Querschnitt befindliche Granitmasse aus der Gegend von Kais liegt in der östlichen Nachbarschaft des Bager-Gebirges, wie auf der Karte der Tafel VII zu sehen ist und ist damit auch petrographisch identisch. So gelang es mir festzustellen, daß von der Gegend des Karaska-Masar bis zum Jarkand-Darja sich in vier abgesonderten Massen ein Granitpegmatit-Gebirge mit einem Durchmesser von 25 km erhebt, dagegen in der Gegend von Bag und Kais ebenfalls vier, voneinander getrennte Massen mit einem Durchmesser von 10 km vom Gneißgranit aufgebaut werden.

Die zwei kleinen Gruppen sind das kristalline Grundgebirge des Kapka-Gebirges. Ich fand nördlich von ihnen in diesem Gebirge keine kristallinen Gesteine mehr. Zwischen die Granitmassen wurden überall solche, vorwiegend schieferige, Gesteine eingepreßt, die unbedingt viel jünger als jene sind und vor der Faltung die transgressiven Deckschichten der kristallinen Gesteine bildeten. Sämtliche Daten weisen darauf hin, daß sie alle zu den Gesteinen der Kwenlun-Transgression gehören und, wie das aus dem nachstehenden hervorgeht, älter als Karbon sind.

Nördlich von hier besteht der Fuß des Kapka-Gebirges aus präkarbonischen Schiefern und zwar in großer Verbreitung und verhältnismässiger Eintönigkeit. Ich sah diese Schiefer an der Linie des II. (östlichen) geologischen Querschnittes, am obersten Teil des Arpalik-Tales, zwischen den Höhen von 3100 und 3700 m in einer Länge von über 16 km aufgeschlossen. Hier gibt es meistens glänzende schwarze Tonschiefer, im allgemeinen in einer Streichrichtung von 110°, gewöhnlich fast oder ganz vertikal aufgestellt. Stellenweise verschwinden sie ganz unter einer jüngeren, diskordant darauf gelagerten Kalksteintafel, die ich später beschreiben

werde. Die gleichmässige Streichrichtung von 110° weist darauf hin, daß diese Richtung auch die Achse der Faltung ist, die die Schiefer gefaltet hat. Auch konnte ich feststellen, daß hier eine lange Bruchlinie vorhanden ist, entlang deren das präkarbonische Grundgebirge des Kapka-Gebirges in die Tiefe sank. Daher kommt es, daß auch in der Richtung des Tarim-Beckens, in den um fast 2000 m tiefer liegenden Tälern, keine älteren Gesteine mehr zu sehen sind. Das Bruchlinien-System hat fast eine N—S Richtung und durchkreuzt das Arpalik-Tal in der Mitte.

Im I. (westlichen) geologischen Querschnitt sind die präkarbonischen Schiefer nördlich vom Bag-Gebirge in einer Länge von wenigstens 50 km zu verfolgen, weil dieses Gebiet innerhalb des großen Arpaliker Bruchliniensystems liegt.

Das Taschkerem-Tal führt nördlich vom Bag-Gebirge zum 3785 m hohen Sugurluk-Paß hinauf. Hier sind in einer Breite von etwa 15 km serizithaltige sandige Schiefer und schwarze Tonschiefer mit einer so komplizierten Struktur zu finden, daß sie nur nach eingehendem Studium zu erklären ist. Die immer ausgezeichnet geschichteten und gut aufgeschlossenen Schiefer sind vom Boden des Tales gegen die Bergwände gut zu sehen. Die verschieden streichenden und einfallenden, meistens nur einen Durchmesser von 100—200 m aufweisenden Blöcke, in die die ursprünglichen Schichten zerfallen sind, erscheinen als eine gigantische Brekzie. Es scheint, als ob der serizithaltige sandige Schiefer und der darauf liegende Tonschiefer zerbröckelt wurde und stufenartig niedersank und der Druck der Faltung die so getrennten Blöcke launenhaft angehäuft hätte. Zwischen diesen, in senkrechter Schichtung angehäuften Blöcken sind Schuttzonen kaum zu sehen. Der obere Teil dieser gigantischen Brekzie ist aber oben abgeschnitten und die Tafeln des dunklen kalkspataderigen Kalksteins lagern ziemlich ruhig darüber. Weiter unten verrät nur der Schutt der meist trockenen Gräben die Kalksteintafeln der höheren Teile, am Sugurluk-Paß aber durchkreuzten wir sie auf unserem Wege.

Unter der Kalksteintafel des Sugurluk-Paßes befindet sich in kleiner Entfernung das Kengkol, das westliche Grenztal des Kapka-Gebirges, das in das Tarim-Becken führt. In diesem Tal fand ich die schwarzen Tonschiefer 35 km vom Sugurluk-Paß entfernt; dies beweist, daß das aus den Gesteinen der Kwenlun-Transgression aufgebaute Grundgebirge in dieser Richtung bis zum Rand des Tarim-Beckens reicht.

Das Alter der hier erwähnten Schichten des Grundgebirges

ist unbekannt. Das Alter der auf die nach der großen Zusammenpressung entstandenen denudierten Fläche des Grundgebirges gelagerten Deckschicht konnte etwas näher bestimmt werden. Auf das Grundgebirge lagerte nach seiner Zusammenpressung und Denudation eine neue Gesteinserie, welche fast ausschließlich aus Kalksteinschichten besteht. Charakteristisch für das ganze Kapka-Gebirge ist, daß das aus alten Gesteinen zusammengepreßte Grundgebirge nur im Süden (in der Nähe des Jarkand-Darja) und im Westen (in der Nähe des Kengkol), also in tieferem Niveau, aufgeschlossen ist. Hier sind die hohen Berggipfel aus viel weniger gefalteten, stellenweise fast horizontalen Kalksteintafeln aufgebaut. Im Landschaftsbild sind diese jüngeren Kalksteinschichten von den zusammengepreßten Schichten der Kwenlun-Transgression immer scharf getrennt, sodaß ihre Lagerung und tektonische Rolle auch dort abgezeichnet werden kann, wo sie nur aus größerer Entfernung zu sehen sind. Stellenweise sind sie in einen tektonischen Graben gesunken und daher gebogen und zerbröckelt. Aber auch an solchen Stellen verraten sie ihre Gegenwart durch ihre Farbe und ihre Verwitterungsprodukte, besonders aber durch ihre ausgezeichnete Schichtung, schon von weitem.

Das Baumaterial des in Werk Nr. 11 und S. 252 (S. Literaturnachweis i. Jahrb. XXXIII.) dargestellten, bei der Mündung des Tscharling-Flußes emporragenden Granitpegmatit-Berges ist auch am rechten Ufer des Jarkand-Darja zu finden. Ich konnte zwar nicht über den Fluß, aber die Verwitterungsformen und die Farbe der Gesteine ließ darauf folgern. Das Lichtbild auf Seite 254 desselben Werkes stammt von derselben Stelle (Westrand der Kuscherab-Oase) wie das vorige, jedoch mit einer Umdrehung des Apparates um 90°. Im Bilde ist klar zu sehen, daß hier an der Westseite des Toprogart-Tales die Eruptiv-Masse plötzlich von einem gut geschichteten, verhältnismäßig sanft gefaltetem Gestein abgelöst wird. Ich entnahm dem Bilde, daß die Gegend des heutigen Toprogart-Tales längs einer in der Richtung der gegenwärtigen Tscharling-Schlucht ziehenden Bruchlinie in die Tiefe sank und die Granitpegmatit-Masse damit im Zusammenhang darüber fiel.

In der Streichrichtung der Toprogarter Schichten finden wir im Tscharling-Tale auch die weniger gefalteten jüngeren Kalkstein-Schichten diskordant über den schon erwähnten Gesteinen des Grundgebirges gelagert. Rings um die Oase Bag (2160 m) sehen wir am Boden des Tales die zusammengepreßten Massen der Schiefergruppe, die auch den weissen Marmor der Tscharling-Schlucht

enthält, darüber aber sind in den Tälern Kesik (das auf Deasy's Kesik-Dawan führende Tal), Sagesgandek und Titilek sowie an den gegenüber liegenden Bergwänden die flach lagernden Kalksteintafeln schon in einer Höhe von einige hundert Metern zu sehen.

Über dem Tal liegen hier überall in der Höhe die weißgrauen, steilen Wände der Kalksteinbänke. Aus dem niedergefallenen Schutt stellte ich fest, daß er ein weisser Kalkspatadern führender, dunkelgrauer Kalkstein ist, der unserem (guttensteiner) Trias-Kalkstein ähnlich ist. 5 km über Bag liegen die Kalksteintafeln schon tiefer, weil der Boden des Tales hier beim Terek-Masar schon in einer Höhe von 2585 m liegt. Über das Verhältnis der Kalksteintafeln zu den darunter liegenden Grundgebirge-Schiefern unterrichtet uns Abb. 112. Letztere sind am Boden des Tales über dem Terek-Masar bis zum Fuß des Sugurluk-Passes bis zu einer Höhe von 3300 m in einer Länge von etwa 9 km noch zu verfol-

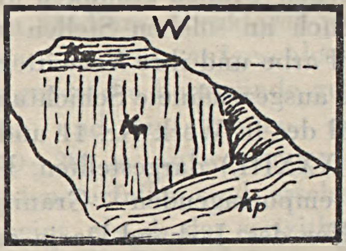


Abb. 112. Eine Bergscholle am Terek-Masar in dem Tscharling Tal. — Kp: Zerstückelte und zusammengeschobene, stark gepreßte Tonschieferschollen mit wagerechten Karbonkalksteintafeln überdeckt (Km).

gen, mit dem Unterschied, daß die Tonschieferschichten gegen Norden schon öfter mit Sandsteinschiefern und sogar mächtigeren Sandsteinbänken abgewechselt lagern. In einer Höhe von 3300 m verschwinden die Gesteine der Schiefergruppe unter der diskordanten Kalksteintafel, sodaß der Sugurluk-Paß (3785 m) und die in der Umgebung liegenden 4000—4500 m hohen Berge alle aus dem erwähnten kalkspataderigen grauen Sandstein aufgebaut sind.

Die große horizontale Verbreitung der jetzt beschriebenen Kalksteintafel weist darauf hin, daß das stark gefaltete und hauptsächlich zerbröckelte Schiefer-Grundgebirge vor der Ablagerung der Kalksteintafel denudiert wurde. Die Ursachen dieses Vorganges sind unbekannt. Die brekzienartige Struktur weist eher auf Senkung hin, woraus auf eine marine Abrasion zu folgern ist. Die Kalksteintafel erscheint nur aus einer größeren Entfernung

betrachtet aus ruhig gelagerten Platten zusammengesetzt zu sein. Als ich am Sugurluk-Paß stundenlang auf der Kalksteintafel herumwanderte, sah ich, daß auch diese von komplizierten Dislokationen getroffen wurde. Am Boden des Tales zeigt ein Block der Ton- und Sandsteinschiefer eine vertikale Schichtung mit 150° Streichrichtung. Darauf liegt an der Westseite des Tales eine Kalksteintafel mit einer Streichrichtung von 60° und 45° Einfallen und an der Ostseite eine in der Richtung von 0—10° streichende und 80° nach Westen fallende Tafel. Dann folgt aufwärts eine kleinere, in 80° streichende Antiklinale, darüber aber maß ich wieder verschiedene Streich- und Einfallrichtungen in den Schichten der Kalksteintafel. Vom hohen Paß gegen das Tscharting-Tal sieht man, daß eine große, weiß zerfallene Kalksteintafel ruhig auf der großen schwarzen Masse des Grundgebirges liegt. Zweifellos bildet der Kalkstein hier eine sehr weit ausgedehnte Transgressionstafel, welche später stark zerbröckelt wurde, seine

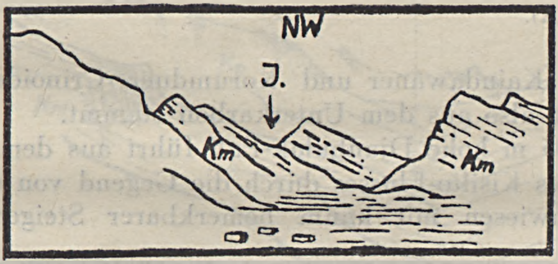


Abb. 113. Die schiefgestellten schieferigen schwarzen unterkarbonischen Kalksteintafeln des Kais Tales, J: Jaschil-Dawan.

vertikale Lage aber nicht verlor, also sein Verhältnis zu dem Grundgebirge nicht wesentlich änderte. Nach der Ablagerung der Kalksteintafel kamen hier nur epirogene Bewegungen neben einer verhältnismäßigen inneren orogenen Ruhe zustande.

Der Beschreibung der jüngeren Deckschichten des ersten Querschnittes muß ich vorangehen lassen, daß uns hier zu einem Vergleich der Tagarma-Kuscherab-Jakkaryk-Querschnitt von Bogdanowitsch zur Verfügung steht. Dieser bezieht sich in einer fast 17 km langen Strecke auf ein mit meinem identisches Gebiet (zwischen Kuscherab und Karaska).

Die 13 km lange Talstrecke im Tal des Kisilto-Flusses, über dem Karaska-Masar, in der Höhe von 2300—2700 m wird Kais genannt. Im breiten Talboden sehen wir in der Höhe von 2700 m einige Winterherbergen (Lehmhütten). Hier ändert sich das Bild des Tales dadurch, daß die Kalksteintafeln vorherrschen. Von der

erwähnten Stelle von Kais gewährt ein breites Tal eine weite Aussicht gegen den Jaschil-Paß, man sieht hier weit und breit nur konkordant lagernde, nach NO unter 30° einfallende Schichten ohne Spuren der Faltung (Abb. 113). Ich muß annehmen, daß diese Schichten aus dem schwarzen, dünnbankigen, stellenweise schieferigen Kalkstein stammen, den ich am Anfang des Tales fand. Hier fand ich keine Fossilien in ihm, aber ich glaube auf Grund der petrographischen Ähnlichkeit annehmen zu dürfen, daß

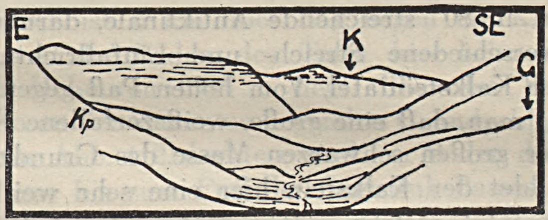


Abb. 114. Das Arpalik Tal von dem Djan-Bulak Paß G. (3605 m) bis zum Kisil-Dawan (K).

er mit dem Kaindawaner und Korumduer Crinoiden-Kalkstein identisch ist, also aus dem Unterkarbon stammt.

Der 3605 m hohe Djanbulak-Paß führt aus dem Wassersammelgebiet des Kisilto-Flusses durch die Gegend von eintönig welligen Alpenwiesen mit kaum bemerkbarer Steigerung in das

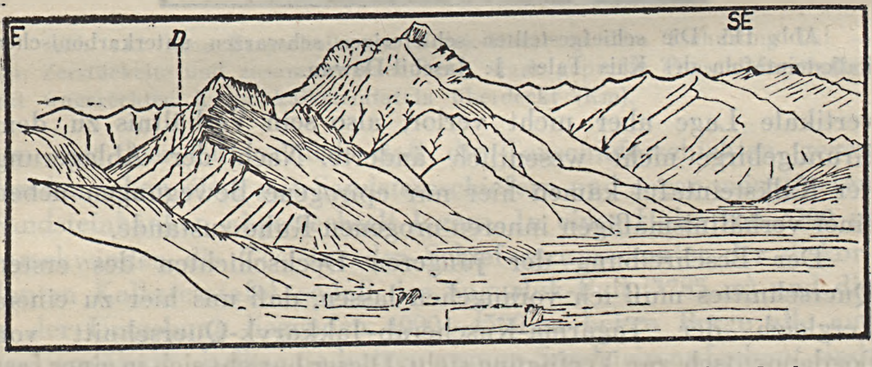


Abb. 115. Das Arpalik Tal und seine Kalksteinberge. Im Vordergrund (3100 m) Kischlaks. D: Das Tal des Düngürek-Bel.

Arpalik-Tal hinüber. Hier machte ich in 3690 m Höhe die kleine Skizze der Abb. 114. In ungefähr derselben Höhe wie dieser Aussichtspunkt liegen in der Gegend des Kisil-Dawan ganz horizontal erscheinende Schichten in großer Verbreitung. Da auch Bogdanowitsch in seinem Querschnitt die Gegend des Kisil-Dawan aus

Karbon-Kalkstein bestehend zeichnete, ist zu sehen, daß die Kalkstein-Deckschichten sich auch an dieser Seite weit verbreiten. Ich durchkreuzte gegen Norden, von dem Arpalik-Tal ausgehend, ein malerisches Kalksteingebirge. Das Arpalik-Tal ist, wie bereits erwähnt, an dieser Strecke in einem schwarzen Tonschiefer gegraben, aber die Bergwände des Tales werden von hellerem, aus mächtigen Bänken bestehenden Kalkstein aufgebaut, der auf den gewöhnlich vertikalen Schiefern diskordant, mit einem Einfall unter 45° lagert. Als ich durch das nördliche Seitental des Arpalik hinaufstieg, erreichte ich alsbald den Kalkstein. Die Mündung dieses Tales liegt in einer Höhe von 3100 m, der Paß in einer Höhe von 3490 m (nach den späteren Messungen von Lal Singh in 3460 m Höhe). Südöstlich, in der Richtung des Düngürek-bel, sieht man hinter den im Vordergrund leicht zu unterscheidenden,

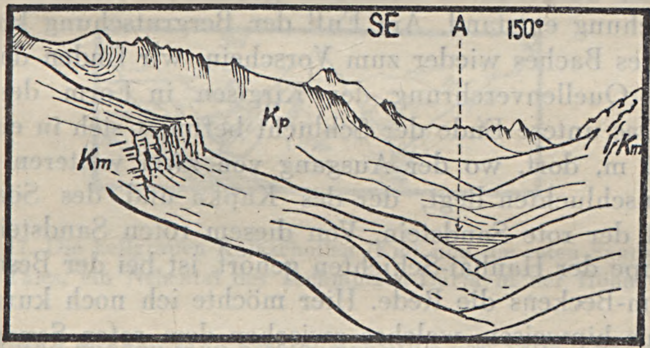


Abb. 116. Das Tal des Düngürek-Bel (3490 m). A: Arpalik Tal. Kp: Schiefer. Km: Karbonkalkstein.

sanft nach Osten einfallenden, aus Kalksteinbänken gebildeten Bergen, steile, von schon stark gefalteten dunklen Schiefern aufgebaute Berge. Wenn die Karte Lal Singh's richtig ist, müssen dies die Karakir-Berge sein. In der kleinen Skizze der Abb. 116 ist der tektonische Gegensatz der beiden Gesteine auffallend. Zwischen den beiden Gesteinsmassen muß eine Bruchlinie angenommen werden, die die höhere tektonische Stufe des Karakir-Schiefergebirges von der niedrigeren Stufe des Düngürek-Bel trennt. Heute ist aber kein wesentlicher orographischer Höhenunterschied zwischen ihnen. Mit Hilfe meines Nivellier-Instrumentes bestimmte ich die Höhe der Berggipfel in beiden Gebirgen zwischen 3500 und 3800 m.

Nördlich des Düngürek-Bel kommen ausschließlich Kalksteingebirge vor, über deren Struktur uns das neben Seite 262 des er-

wähnten Werkes Nr. 11 gezeigte Lichtbild unterrichtet. Hier ist im Vordergrund der Kalkstein des Düngürek-Bel mit seinen mächtigen Bänken zu sehen. Darunter erstreckt sich das verkarstete Khanköl-Tal. Das Khanköl ist eines der Schlundlöcher in der verkarsteten Gegend, das von den Kirgisen für menschliche Bauten, für die Zisternen Abdul-Khans, gehalten wird. Im Tal sind zahlreiche Senkungen, Brüche und junge Bergrutschungen zu sehen. Die Berge des Hintergrundes aber zeigen uns, daß das Tal in einer mächtigen Synklinale liegt.

Die vom Düngürekbel herunter führende Kalkstein-Schlucht ist 12 km lang. Ihr oberer Teil ist ein Trockental, aber die Menge des in 3040 m austretenden Wassers weist auf einen unterirdischen Wasserfluß hin. Der Boden des Sulukköl liegt in einer Höhe von 2900 m; er wird von einem kleinen (300 m langen) mit weissem Kalkschutt ausgefüllten Seeboden gebildet, welcher infolge der Bergrutschung entstand. Am Fuß der Bergrutschung kommt das Wasser des Baches wieder zum Vorschein, wir finden daher auch hier die Quellenverehrung der Kirgisen in Form des Aktögö-Masar. Das untere Ende der Schlucht befindet sich in einer Höhe von 2400 m, dort, wo der Ausgang von zwei weiteren größeren Kalksteinschluchten liegt, der des Kapka und des Sögött. Hier erscheint der rote Sandstein. Von diesem roten Sandstein, der in die Gruppe der Hanhai-Schichten gehört, ist bei der Beschreibung des Tarim-Beckens die Rede. Hier möchte ich noch kurz auf das Verhältnis hinweisen, welches zwischen dem roten Sandstein und den aus Karbonkalkstein aufgebauten Randbergen besteht.

Das Kapka-Gebirge sinkt mit großen Stufen gegen das Tarim-Becken ab. An den seitlichen Treppen sind nur noch die von Kalkstein aufgebauten Deckschichten auf der Oberfläche zu finden. Das Grundgebirge verschwindet in großer Tiefe. Die seitlichen Treppen (hier an der nordöstlichen Ecke des Kapka Gebirges bis zu einer Höhe von etwa 2500 m) sind von rotem Hanhai-Sandstein bedeckt. Sonderbar ist, daß hier rings um das Tor der drei Schluchten (Suluk, Kapka, Sögött) der Kalkstein nicht mit einer denudierten, sozusagen peneplainartigen Oberfläche unter den Hanhai-Komplex fällt, sondern im Gegenteil seine launenhaft zerrissenen, durcheinander geworfenen Blöcke vom roten Sandstein bedeckt werden. Abb. 117 zeigt nur sehr unvollständig, daß der Zwischenraum der sehr steilen Kalksteintürme von fast horizontal gelegenem rotem Sandstein ausgefüllt wird. In Wirklichkeit ist das Bild dadurch noch viel bunter, daß die Kalksteinschichten der verschiedenen Türme sehr verschiedene Streich- und Einfall-

richtungen zeigen und so beweisen, daß die Türme nicht durch Erosion sondern durch Zerbröckelung und Verfall zustande kamen. Der Schutt aber ist so frisch, juvenil, und zeigt keine Zeichen der Abtragung, sodaß hier der rote Sandstein für sekundär abgelagert gehalten werden muß.

Der Kalkstein kommt unterhalb der Mündung des Sögött unter dem roten Sandstein, der hier die einzige Bildung zu sein scheint, nur noch einmal, 8 km weiter, an die Oberfläche. Hier bilden die im tieferen Niveau vorkommenden sandigen und kalkigen Schiefer eine steil stehende Bank, die eine Streichrichtung von 110° aufweist.

Wenn man die allgemeine Streichrichtung der Schiefergruppe des Kapka-Gebirges sucht, findet man trotz der infolge großer Zerbröckelung und Aufstückelung zustande gekommenen Störung

Abb. 117. Die hellgrauen Kalkschollen (Km) und die roten Sandsteine (Th) des Sögött Tales, ein Nebental des Tschmingen-Darja in der Höhe v. 2350 m.

im großen und ganzen eine Streichrichtung von 140°. Diese Streichrichtung herrscht auch im Abschnitt Bag-Kajsirse des Tscharling-Tales in einer Länge von etwa 15 km vor. Damit ist auch die Streichrichtung der Kuscheraber Schlucht identisch. Auch im Kais-Karaska-Teil des Kisilto-Tales sind die Schiefer in einer Länge von 5 km in derselben Streichrichtung zu finden. Dieser letztere Abschnitt läuft mit dem ersten genau parallel und wird von ihm in 5 km Breite durch eine Granitpegmatit-Masse getrennt. Wenn wir in Betracht ziehen, daß an den Stellen, wo diese herrschende Streichrichtung nicht zur Geltung kommt (dies ist bei der Hälfte des im Kakpa-Gebirge vorhandenen Schiefergebietes der Fall) und es keine andere vorherrschende Streichrichtung sondern nur ein unsystematisches Durcheinander gibt, können wir mit großer Wahrscheinlichkeit behaupten, daß die Grundachse der präkarbonischen Faltung im Kapka-Gebirge NW—SW-lich war.

Nordwestlich vom Kengkol-Tale erhebt sich die Kajrak-Gebirgsgruppe, deren vier Glieder folgende sind: 1. Kismak-Tau zwischen den Tälern Kengkol und Kismak, 2. Gidjek-Tau, zwischen den Tälern Kismak, Gidjek und Karatasch, 3. Pittik-Tau zwischen den Tälern Gidjek, Ordolon, Tschutek und Otrake, 4. Kajrak-Gebirge zwischen dem Ordolon und Tarim-Becken. Ich fand in keinem von diesen kristallines Gestein. Das präkarbonische Grundgebirge wird vollständig von jener Schiefergruppe aufgebaut, in welcher der schwarze Tonschiefer vorherrscht.

Der *Kismak-Tau* ist das zwischen den Kengkol-Merki und Kismak-Tälern liegende 45 km lange Gebirge. Seine höchsten Gipfel sind ca. 4500 m hoch. Die durch das Merki-Tal aufgeschlos-

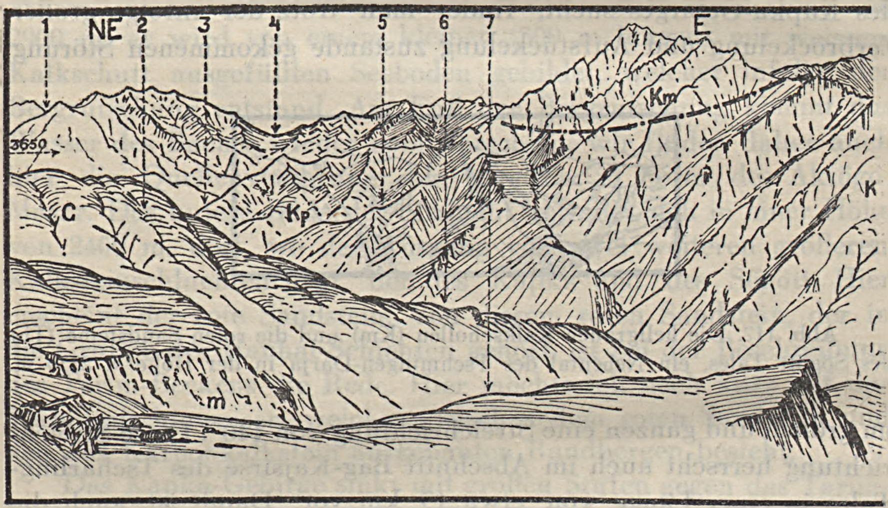
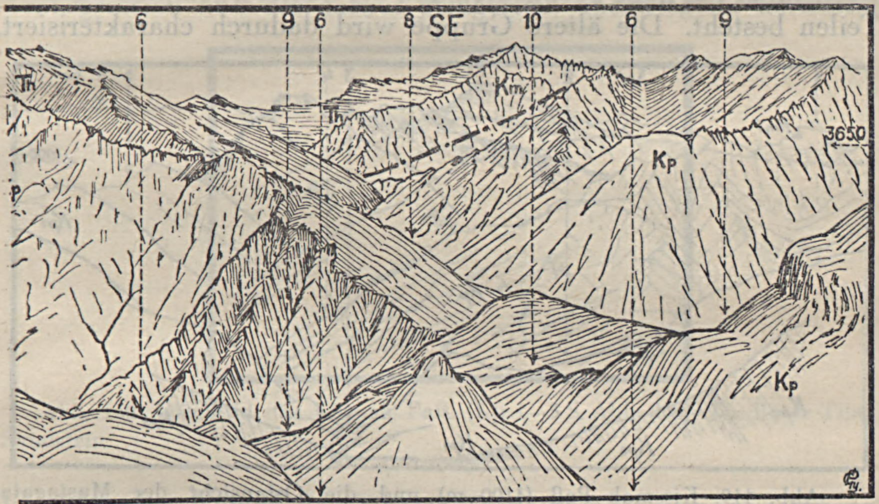


Abb. 118. a-b. Das Gidjek Gebirge. 1: Paß Djaman-Bel. 2: Granitrücken zw. d. Sujok u. Kalmak-Masar Tälern. 3: Kisiltschiren Tal. 4: Paß Gidjek (4025 m). 5: Dschorluk Tal. 6—6: In der Tiefe liegt der Karatasch-Fluß. 7: Sujok Tal. 8: Kandsü od. Kundus Tal. 9—9: Der Merki-Fluß. 10: Ein niedriger Paß, Mojnok genannt, zwischen d. Karatasch und d. Merki. — G: Granit. Kp: Die Schiefergruppe d. Kwenlun-Formation. Km: Karbonkalkstein. Th: Rote Sandsteine der Tibet-Formation.

sene Struktur ist in Abb. 118 a-b zu sehen. Hier ist die Hauptmasse des Gebirges von den stark gefalteten, im allgemeinen vertikalen Schichten des schwarzen Tonschiefers aufgebaut. Der Granit des Sujok-Gebirges ist eine mächtige Intrusion in dieser Schiefermasse und bildet damit eine strukturelle Einheit. Der Gipfel des Grundgebirges scheint denudiert zu sein. Abb 118 a-b verrät, daß auf den abgeschnittenen Gipfeln der vertikalen Schichten der

Schiefer eine Kalksteintafel (Km) liegt. Es ist nicht daran zu zweifeln, daß die von weitem erkennbare weisse Tafel durch die oberkarbonische Transgression auf das gefaltete und abgetragene Grundgebirge kam. Die Kalksteintafel erscheint hier in Gestalt von zwei hohen Bergen (in der Abb. E und SW). Die Tatsache, daß trotz der sanften Neigung des unteren Niveaus der Tafel beide Reste der Tafel in gleicher Höhe (3700 m) liegen, beweist, daß die Masse des Grundgebirges massiv ist. Dieses Grundgebirge hat bestimmt nicht das oberkarbonische Stadium seiner Struktur verloren, wenn es auch eine geringere Zerstückelung erlitten hat. Zwischen den beiden Berggipfeln (E und SE) liegt in einer Breite von mehreren Kilometern eine rote Sandsteintafel. Auch diese



Tafel scheint ungefaltet und unzerbrochen zu sein, obwohl sie steil unter 20—25° gegen Süden einfällt. Aus der Abbildung ist der wesentlichste Zug meiner Beobachtung zu ersehen und zwar, daß aus den Tafeln der oberkarbonischen Transgression Inselberge ausgemeisselt wurden. Der rote Sandstein bedeckte diese Kalksteininseln. Während der großen epirogenen Erhöhung erlitt diese Gegend nur kleinere Brüche. Als Folge der Brüche ist auch die Tafel des roten Sandsteins etwas umgekippt.

Abb. 118 a-b ist für das Gebirge charakteristisch. Die hohen Berge sind im allgemeinen die Reste der oberkarbonischen Kalksteintafel und der roten Sandsteintafel. Die in den sonst sehr hohen, wenig eingegrabenen Scharten befindlichen Pässe, wie z. B. auch der 4095 m hohe Kismak-Paß oder der 4025 m hohe

Gidjek-Paß, befinden sich an den verwitterten Stellen der Tafeln, im Horizont des Grundgebirges. Der Kismak-Tau hat dadurch im großen und ganzen den Charakter eines Tafelgebirges erhalten. Die größte Rolle in seiner Ausbildung spielt der Kalkstein und der rote Sandstein. Daher kommt es auch, daß er keine tektonische Achse besitzt. Das ganze Gebirge ist eine durch Brüche ausgeschnittene Scholle.

Auch andere Gesteine stehen mit den Schiefern des Grundgebirges im Zusammenhang. Im Tale des Kismak-Passes bedeuten in den vertikal stehenden Schichten des schwarzen Tonschiefers kalkspataderiger schieferiger Kalkstein und die 20—30 m mächtigen Blätter des stark glimmerigen Sandsteinschiefers eine Abwechslung. Ich habe beobachtet, daß der Schieferkomplex aus zwei Teilen besteht. Die ältere Gruppe wird dadurch charakterisiert,

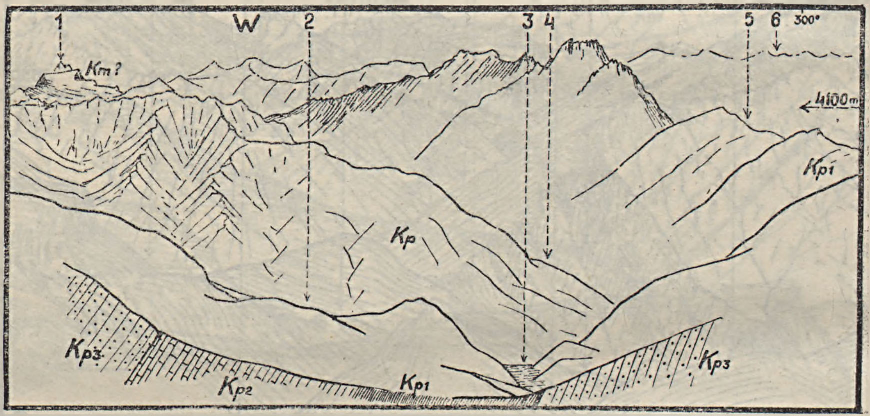


Abb. 119. Kissmak Paß (4100 m) und die Ostansicht der Mustagata-Gruppe. 1: Der abgestumpfte Sogott-Berg und hinter ihm der Mustagata (7860 m). 2: Merki Tal. 3: Das westliche Kismak Tal. (Talgrund 3170 m). 4: Sogott Tal. 5: Karatasch Tal. 6: Kungurtübe Gebirge. — Kp_1: Schwarzer Tonschiefer. Kp2: Kalkschiefer. Kp3: Glimmerschiefer.

daß in ihr ausschließlich Tonschiefer vorkommt. Im Merki-Tal fand ich trotz sorgfältiger Beobachtung in der 5000 m mächtigen schwarzen Tonschieferserie kein einziges anderes Gestein. Die jüngere Schieferserie aber wird gerade durch Abwechslung charakterisiert, in ihr erscheinen nach oben zu die Schichten des Kalkschiefers und Sandsteinschiefers immer öfter, sodaß schließlich der schwarze Tonschiefer ganz in den Hintergrund rückt, wie in der Höhe des Kismak-Tales (Abb. 119).

Vom Kismak-Paß aus hat man einen ziemlich weiten Blick auf den Schiwakte und Mustagata. Aber weit und breit deutet

nichts auf die Änderung des tektonischen Aufbaus hin. Nach Westen zu werden die Berge immer höher, die Abtragung wird also intensiver. So gibt es auch weniger Tafelberge. Aber der auffallende Tischberg im Hintergrund des Sogot-Tales verrät, daß auch dort über dem Grundgebirge Transgressionstafeln liegen.

Das Querprofil des Kismak-Tau, welches ich zwischen den Merki- und Kengkol-Tälern durch die Kismak- und Karaagil-Pässe zeichnete, eignet sich zur eingehenden Studie der Struktur dieses Gebirges. Hier liegen zwei großen Schollen der Schieferfaltung des Grundgebirges. Die westliche Scholle scheint zwischen dem Karaagil-Bel und dem Kengkol eine Streichrichtung von 220° zu haben und hat diese Lage offenbar schon vor der Ausbildung der Rumpffläche eingenommen. Die Kalksteintafeln der oberkarbonischen Transgression und die darauf gelagerten, überwiegend horizonta-

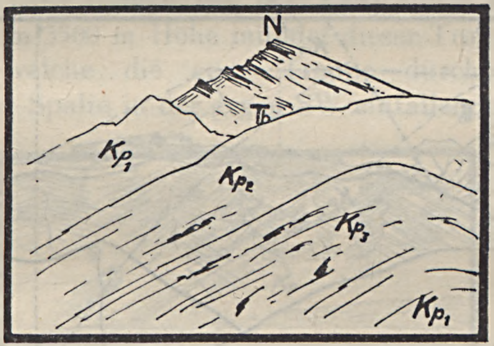


Abb. 120. Das Bild des Kismak Paß. (Kp 1—3 S. Abb. 266). Th. Roter Tibet-Sandstein.

len (also den Namen der Tibeter Transgression unrichtig führenden) Sandsteintafeln lagern auf der Rumpffläche des schon gestörten Grundgebirges. Dann begann der doppelte Prozeß der großen Hebung und östlichen Senkung, die Zerbröckelung, die besonders klar im Querschnitt des Kismak-Tau zur Geltung kommt.

Das Bild des Querschnittes ist wie folgt: An seinem Westende liegt die tektonische Linie des Merki-Tales. Dies ist eine pfeilgerade Bruchlinie, von der ich eine 25 km lange Strecke untersuchte. Die Bruchlinie bildet die Grenze zwischen dem Granit und der Grundfaltung, aber sonst ändert sich die Streichrichtung der Schieferfaltung an der Bruchlinie nicht. Jedenfalls besteht die westliche Seite des Merki-Tales aus schwarzem Tonschiefer. Diese westliche Seite ist ein niedriger schmaler Grat, der

die Bruchlinie seiner Länge nach begleitet und der wie ein langer Damm aussieht. Die Kirgisen nennen ihn Mojnok. Die vom Westen her fliessenden Flüsse stossen an diesen Damm, werden durch ihn gegen Norden abgelenkt und durchbrechen den Damm in Schluchten. Dies geschieht im Falle des Karatasch und des Sogot. Es ist anzunehmen, daß der Mojnok von der auf der Bruchlinie liegenden Verwerfung gebildet wird.

Die östliche Seite des Merki-Tales ist ein 800 m hoher steiler Hang; wenn wir durch ihn auf den Kismak-Paß gelangen, sehen wir vor uns einen breiten, aber stark gegliederten Berggipfel. Nördlich vom Paß ragt ein 4400 m hoher Gipfel empor, der aus der gegen Osten einfallenden Tafel des roten Sandsteins ausgegraben ist (Abb. 120). Der schwarze Schotter des Schiefergebirges, die weissen Felsen der Kalksteingebirge und die Berge des roten

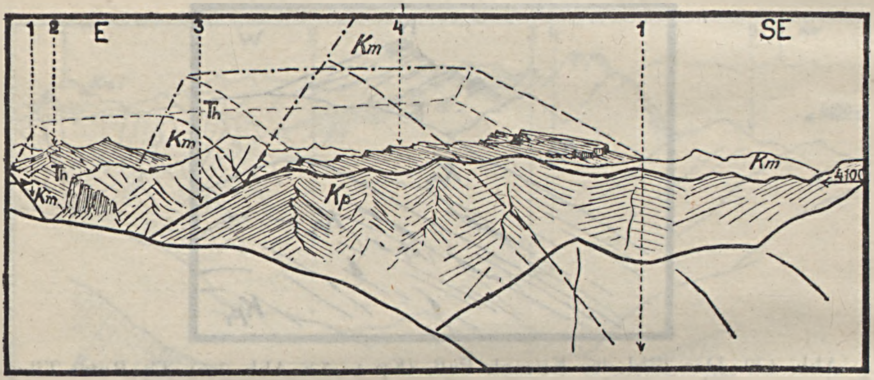


Abb. 121. Die Stufenschollen des Kismak Gebirges. Aussichtsp.: Der Kismak Paß. 1—1: Das östliche Kismak Tal. 2: Sarimiles Tal. 3: Kogele-Tschunkur Tal. 4: Kara-Agyl Paß.

Sandsteins unterscheiden sich durch ihre Farben so scharf, daß ich die in Abb. 121 dargestellte Tafelschollenstruktur mit einer gewissen Sicherheit annehmen konnte. Die Tafeln sind so vollständige Bruchstücke, daß das junge Alter der Ausbildung der Bruchstruktur nicht zu bezweifeln ist. Auch hier müssen wir annehmen, daß die epirogene Hebung kaum älter als das Ende des Tertiärs ist, denn der rote Sandstein zerfällt so leicht, daß seine Tafeln in dieser Höhe nicht sehr alt sein können.

Auch das System der Bruchlinien läßt sich nicht schwer erkennen. Der Kismak-Tau erhob sich aus seiner Umgebung zwischen zwei nicht ganz parallelen, sondern sich gegen Osten einander nähernden Bruchlinien. Diese bildeten mit der Bruchlinie des

Merki-Tales ein unregelmässiges Dreieck. Das Grundgebirge zerfiel innerhalb des Dreieckes an den nordwestlich und südwestlich streichenden Bruchlinien entlang in kleinere Schollen, aber die Bewegungen waren nicht bedeutend. Deshalb sind am Gipfel die gestörten Tafeln des oberkarbonischen Kalksteins und roten Sandsteins abwechselnd zu sehen, dagegen sind die stark gefalteten Schiefer des Grundgebirges darunter, in den Tälern, zu finden. Die Schollen zeigen an den nordwestlichen Brüchen entlang eine gegen Nordosten abfallende stufenartige Struktur. Die Stufen sind dünne Segmente und erscheinen im Landschaftsbild als sehr steile Felswände. Der Kismak-Bach durchbricht die Treppen in Schluchten. Unter dem Kismak-Paß liegt östlich der breite Taltrog Kogeletschunkur auf dem Grundgebirge. Dieser Taltrog wird südlich von den Felswänden der Kalksteintafel begrenzt. In 3300 m Höhe mündet dieser Trog in eine Kalksteinschlucht, welche die erste Treppe durchschneidet. Die Schlucht ist eine Spalte in der gegen SW einfallenden Tafel.

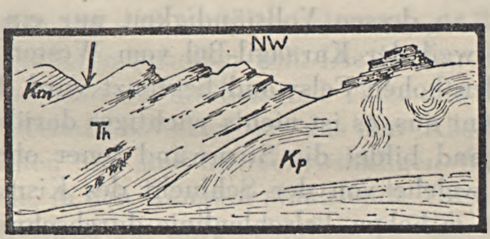


Abb. 122. Die Schuppenstruktur am Talgrund des östl. Kismark Tals.

Sobald der Bach aus der Schlucht tritt, erreicht er eine Bruchlinie. Dort befindet sich die Oberfläche der zweiten Stufe. Auf dieser Stufe aber besteht die Deckschicht aus rotem Sandstein, welcher unmittelbar auf dem Grundgebirge lagert (Abb. 122). Es scheint, als ob die Oberkarbontafel zur Zeit der Ablagerung des Rotsandsteins schon sehr zerfetzt gewesen ist. Ich muß auch an dieser Stelle betonen, daß der Rotsandstein das jüngste Gestein des Gebirges ist, wenn ich sein Alter auch nicht genau bestimmen kann. Ich bezeichne diesen Rotsandstein in meinen Abbildungen nicht mit H sondern mit Th mit Bezug auf die Bogdanowit'sche Erklärung der Tibeter Transgression, darf aber nicht verschweigen, daß ich ihn ohne diese Erklärung kaum von den gewöhnlichen Hanhai-Schichten unterscheiden könnte. Ich habe beobachtet, daß die unteren Schichten des Rotsandsteins grünlichgrau, stellenweise auch schieferig sind. Vielleicht reicht ihr Alter

ins Mesozoikum zurück und vielleicht entstanden ihre älteren Schichten tatsächlich als geographische Variation der Angara-Schichten, ich habe aber keinen Beweis dafür.

In der Höhe von 3150 m des Kismark-Tales (Aussichtspunkt der Abb. 122) folgt eine neue Treppe. Der Talboden ist hier breiter und durchschneidet die Faltung der schwarzen Kalkschiefer (Gestein Nr. 2—115) und der sandig-kalkigen grünen Schiefer des Grundgebirges. Die Reste der Rotsandsteintafeln sind hier nur noch in der Höhe und in der Ferne zu sehen. In diese Stufe hat auch der Begdyurtu-Bach sein Bett eingegraben, welchen ich bis zum Karaagil-Paß verfolgte. Von diesem 3960 m hohen Paß konnte ich die östliche Hälfte des Kismak-tau zum zweiten Mal überblicken (Taf. I.). Die Aussicht von hier bietet uns nicht nur ein interessantes Bild von der Rumpffläche, sondern sie verrät auch mehr von der Struktur als viele lange Wege durch den Boden der Täler.

Der Karaagil-Bel ist ein ziemlich breites Plateau, seine Rotsandsteintafel lagert beinahe horizontal. Ich zeichnete hier ein Rundpanorama, an dessen Vollständigkeit nur ein Segment, das westliche fehlt weil der Karaagil-Bel vom Westen aus von einer normalen geraden hohen Felswand begrenzt wird. Diese füllt das westliche Segment aus, es ist nichts wichtiges darüber aufzuzeichnen. Die Felswand bildet die Stirnwand jener oberkarbonischen Kalksteintafel, welche von der Schlucht des Kismak-Baches mit ihrer 3500—3300 m hohen Talsohlenlinie durchschnitten wird. Die Kalksteintafel fällt in der Richtung von 220° unter etwa 30—40° ein, ihre mächtigen Schichtköpfe wenden sich der Richtung des Karaagil-Bel zu. Die Felswand streicht in Richtung 290°, sie durchschneidet die Tafel etwas schief. Der Abbruch wird durch den 8—10 km langen Zug der Felswand bewiesen. Die Rotsandsteintafel des Karaagil-Bel ist trotz der scheinbar ruhigen Lagerung und dem geringen südwestlichen Einfall gegenüber dieser Felswand als eine gesunkene Scholle zu betrachten. Dies kann man sich auch nicht anders vorstellen, denn die über 100 m mächtige Sandsteintafel lehnt sich auch hier, wie im Kismak-Tal, an die Kalksteintafel, wenn sie auch vom Süden her von der vorher erwähnten Kalksteintafel umringt wird.

Die Rotsandsteintafel des Karaagil-Bel ist sehr breit, sie umringt das ganze Begdjurtu-Tal. Das Begdjurtu-Tal ist ein Graben, der in der Rotsandsteintafel entstand und sich dann weiter vertiefend, das am Grund der Sandsteintafel liegende schwarze Tonschiefer-Grundgebirge tief aufschloß. Die Rotsandsteintafel

verbreitet sich weiter gegen Norden, ganz bis zum mächtigen burgruinenartigen, von Schnee bedeckten Felsenberg des *Pittik-Tau,* also bis in eine Entfernung von 30—35 km, ohne, von den eingesunkenen kleineren Schollen abgesehen, von ihrer Höhe wesentlich zu verlieren. Man hat es hier also mit einem Leithorizont zu tun. Ihm gegenüber zeigt sich der oberkarbonische Kalkstein in verstreuten Schollen von sehr verschiedener Höhe. Sie bilden wirkliche Klippen, welche aus dem Rotsandstein emporragen. Deshalb ist anzunehmen, daß die Kalksteinklippen und Tafeln solche Schollen sind, welche die aufgehobenen Stücke der auseinander gefallenen Rotsandsteintafel bilden. Da diese die höchsten Berge waren, ging die darauf liegende Rotsandsteintafel schon infolge ihrer Mürbheit seitdem zugrunde. Dadurch wird klar, daß in großer Höhe auf den Bergspitzen, eine ruhige und einfache Tektonik, in den tiefen Tälern dagegen eine sehr unruhige Struktur zu sehen ist. Tatsächlich scheint es, als ob die am Ende des Tertiärs aufgehobene Oberfläche in zwei Prozessen zugrunde ging. Der eine war der Einschnitt der Flüsse, der andere die Zerbröckelung, letztere streute die Senkungen und auch die schon ausgebildeten Täler mit kleineren und größeren Schollen voll. Die beiden Prozesse hängen so eng zusammen, daß die Gräben und Täler alle an Brüchen entstanden sind. Deshalb bestehen sie aus den Abschnitten starrer, gebrochener Linien und sind an rechtwinkligen Wendungen reich.

Das südliche, in den Kengkol ablaufende Tal des Karaagil-Bel hat das Grundgebirge gut aufgeschloßen. In diesem Tale liegt die Rotsandsteintafel wieder unmittelbar über der schwarzen Tonschiefer-Faltung. Die oberkarbonische Kalksteintafel fehlt also auch hier in der Schichtserie. Das Grundgebirge besteht im Südtal des Karaagil nicht nur aus einer Reihe von Schollen, wie sich dies auch aus der Struktur ergibt, sondern es finden sich in ihm auch stark erodierte Felswände. In 3550 m Höhe steht sogar ziemlich dicht unter dem unteren Horizont des Rotsandsteins ein malerischer Schieferturm.

In der südlichen Nachbarschaft des Kismak-Tau, also auf der anderen Seite des Kengkol, spielt der aderige dunkelgraue, stellenweise fast schwarze dickbankige Karbonkalkstein dieselbe landschaftbildende Rolle wie der Rotsandstein im Kismak-Tau. Der Sugurluk-Bel ist um 200 m niedriger als der Karaagil-Bel. Über 3300 m liegt aber bis zur Spitze des Sugurluk-Bel (3785 m) die mächtige Tafel dieses Sandsteins. Zwar ist der Gipfel des Sugurluk-Bel breit und ziemlich flach, scheinbar existieren hier auch noch die Spuren der alten Rumpffläche, aber rings herum befinden sich

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGJI

höhere, von eisgegrabenen Nischentälern gezierte und von Schnee bedeckte felsige Berge. Die Täler sind aber auch im Norden und im Süden in der zerstückelten bröckeligen Tafel des Kalksteins eingegraben. Dies sind breite, von den Klippen und Felswänden des Kalksteins umrahmte Täler.

Die Täler schließen auch hier das Grundgebirge auf, besonders seine jüngeren Schichten, die grauen, grünen, glimmerigen Sandsteinschiefer. Diese Schiefer sind natürlich den Angara-Schiefern sehr ähnlich, von denen sie im allgemeinen ohne petrographische Untersuchung schwer zu unterscheiden sind. Der Hauptunterschied besteht wahrscheinlich im Kalkgehalt, weil die Angara-Schiefer von Salzsäure stark aufbrausen, die Devon-Schiefer aber selten. Die Sugurluker Kalksteintafel ist nicht nur stark zerbröckelt, sondern stellenweise auch gefaltet. Diese Faltung aber kann nur mit Verwerfungs-Flexuren im Zusammenhang stehen, weil ihre Tafeln im allgemeinen vollkommen heil sind und sogar an großen Flecken fast horizontal liegen. Die Tatsache, daß auf der gegen dem Kengkol abfallenden Seite in der Tiefe Rotsandstein-Schollen, im südlichen Koschötök-Tal aber die als das Liegende des Rotsandsteins bekannten feinen, pyrithaltigen dunkelgrauen (schwarzen) Sandstein-Schollen liegen, weist darauf hin, daß die gegenwärtige Talbildung durch Brüche und Senkungen zustande kam und daß die Deckschichten der Kalksteintafel auch von diesen Senkungen in einzelnen Stücken bewahrt worden sind. Der schwarze Sandstein (Gestein Nr. 2—117) gehört vielleicht schon zu den Angara-Schichten.

Im Landschaftsbild der Berge, die in der nördlichen Nachbarschaft des Kismak-Tau liegen, kommen die W—O-lich ablaufenden Linien deutlich zur Geltung. Stein gab die Höhe von zwei hinter dem Koksel-Gletscher liegenden Bergriesen an. Der eine ist der Kisilsel, 7280 m hoch, der andere der Shivakte, 6940 m hoch. Zwischen den beiden Bergriesen muß ein gewaltiger Gletscher liegen, den zwar noch niemand gesehen hat, wir wissen aber, daß von beiden Bergriesen sich ansehnliche Bergketten gegen Osten hinziehen. Die Bergketten sind 35 km lang und bis an ihr Ende vereist; zwischen ihnen fließt der Tschimgen-Darja, ein wasserreicher, also von großen Gletschern gespeister Fluß. Ebenso lang und wasserreich ist der südliche Nachbar des Tschimgen-Darja, der parallel ablaufende Karatasch-Fluß. Der Karatasch liegt an der südlichen Seite des Shivakte-Grates. Weiter gegen Osten ziehen sich in derselben Linie und Richtung, in der Fortsetzung des Tschimgen-Darja, das Kisiltschiken-Gidjek-Tal und in der Fortsetzung des

Karatasch das früher erwähnte Kismak-Tal hin. Zwischen diesen zwei Tälern liegt der 35 km lange Grat des Gidjek-Tau.

Der *Gidjek-Tau* ist die orographische Fortsetzung des Shivakte-Grates. Vom strukturellen Gesichtspunkte aus bilden beide zusammen eine Einheit, aber der 70 km lange Grat wird von einer tiefen Spalte in zwei Flügeln getrennt. Diese Spalte ist der beschriebene Graben des Merki bezw. das nördliche zeitweise unbegangbare Felstor oder die Schlucht dieses Grabens. Im Juli 1909 konnte ich in diese Suget-Tar-Schlucht nicht eindringen, weil ich den Tschimgen-Darja nicht durchqueren konnte. Infolge seiner großen Wassermenge mußte ich einen Umweg von 70 km machen und zwei 4000 m hohe Pässe besteigen.

Zwischen den Mündungen des Suget-Tar und Karatasch ist das

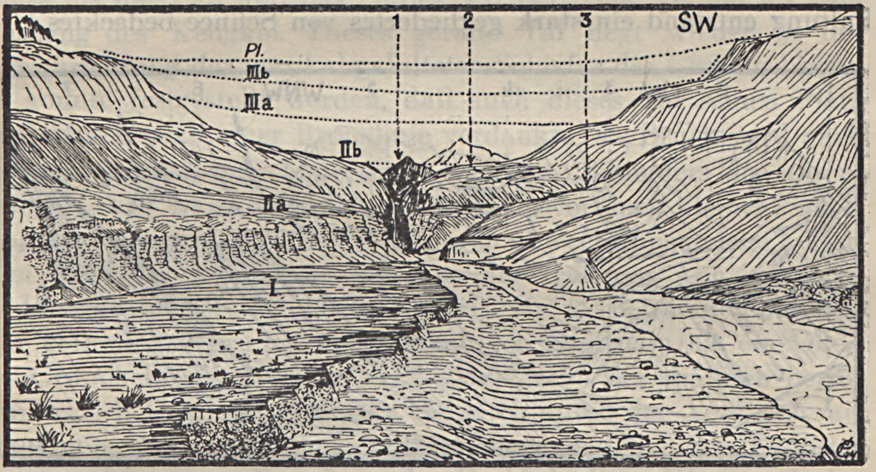


Abb. 123. Der Kok-Mojnok, ein Tonschiefer Riegel an der Vereinigung der Flüsse Merki und Karatasch. Aussichtsp.: 2900 m. 1: Der Durchbruch des Riegels, die kleine Schlucht des vereinigten Merki-Karatasch. 2: Der Saumweg über den Kok-Mojnok. 3: Kalmak-Masar Tal. — Pl: Die vermutliche altdiuviale Grundfläche. III b und III a: Die Trogtal-Querschnitte der älteren (Akkija-) Eiszeit. II b: Das Trogtal des jungeiszeitlichen Gletschers (Burkhan-Z.) II a: Jungdiluviale fluvioglaz. Terrasse. I: Altalluviale Terrasse.

Merki-Tal sehr ausgedehnt. Breite, sehr hohe Terrassen liegen darin. Die Höhe der in Abb. 123 mit Pl bezeichneten höchsten Terrasse bestimmte ich mit 3310 m, was vom Fluß an gerechnet eine Höhe von rund 300 m bedeutet. Ähnlich ist die Höhe des in der mittleren Linie des Merki-Tales liegenden Felsgrates Kok-Mojnok, von welchem schon die Rede war. Die Mündung des Karatasch befindet sich in der nächsten Schlucht (Karatasch-Schlucht). Der breite Talabschnitt zwischen den beiden Schluchten scheint eine

tektonische Senkung zu sein. Diese Senkung wurde von Schotter ausgefüllt, aus dem der Merki fünf Terrassen erodierte. Aber auch in diesem Talabschnitt sehen wir auf beiden Seiten die Faltung des vertikal gestellten schwarzen Tonschiefers.

Ich schlug mein Lager in der Nähe der Karatasch-Schlucht in einem durch Eis ausgehobelten Zirkus-Tal auf, dessen Sohle in einer Höhe von 3650 m lag. Das Tal wurde Sujok genannt. Hier liegt der schöne Aufschluß der in der Faltung des Grundgebirges befindlichen großen Granit-Scholle, die in Abb. 124 zu sehen ist. Da das devonische Alter der schwarzen Tonschiefer kaum abzuleugnen ist, muß der Granit älter sein als diese. Die Rumpffläche ist hier sehr hoch gehoben und so ist es zu verstehen, daß der Rotsandstein sowie auch die Tafel des Karbonkalksteins schon vor langer Zeit von hier abgetragen wurde. Aus der abgeschorenen Faltung entstand ein stark gegliedertes von Schnee bedecktes Ge-

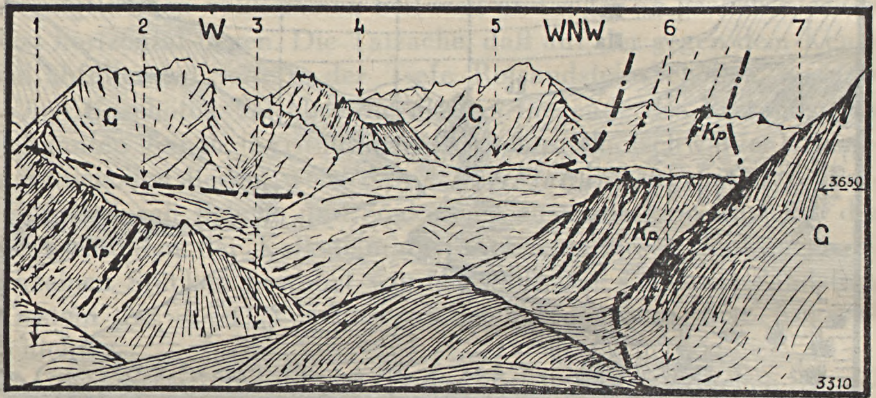


Abb. 124. Das weite Zirkus-Tal des Sujok westlich über dem Kok-Mojnok. 1: Pliozäne-altdiluviale Talgrundfläche des Karatasch. (S. Abb. 271: W). 2: Das Jurt (Aul) des Verf. am 21—22. VI. 1909. 3: Sujok Tal. 4: Sujok Gletscher 5. Sujok Tal. 6: Ein Trogtal des Burkhan-zeitlichen Gletschers. 7: Hinter d. Bergkamm das Kalmak-Masar Tal. — G: Granit. Kp: Kwenlun-Schiefer. Das Zirkus-Tal ist von Grundmoränen halb ausgefüllt.

birge. Die große Masse der Moränen der Burkhan-Vereisung und deren Verbreitung fast bis zum Talboden des Merki weisen ebenfalls auf ein sehr hohes Gebirge hin.

Östlich vom Granit-Block im Sujok-Tal führt der Weg auf den Gidjek-Paß (4025 m) durch das Kisiltschiken-Tal. Die schwarzen Tonschiefer des Grundgebirges sind hier fast bis zum Ende vertikal gefaltet mit einer W—O-lichen Streichrichtung. Nur an der Südseite des Tales gibt es kleinere Schieferschollen. Ihr unregel-

mäßiger Einfall verrät, daß diese durch ganz junge Einbrüche zustande kamen. Am Gidjek-Paß sind noch wenige Überreste einer grünlichen brekzienhaltigen Sandsteintafel zu sehen. Dieses Gestein kann nur ein Vertreter der aus den unteren Horizonten der Tibeter roten Sandsteintafel bekannten Schichten sein. Es liegt fast horizontal über den vertikalen Schichten des Tonschiefers. Weiter oben in der Höhe liegt wahrscheinlich die mächtige Serie vom Rotsandstein, da die Bäche viel roten Sand von dort herunterführen. Daher stammt auch der Name Kisil, d. h. „rot" des Tales.

Das Gidjek-Tal beginnt mit dem breiten Kessel der sich an der Ostseite des Passes verzweigenden Nebentäler, aber vom Paß aus kann man über den die Nebentäler trennenden Grat schon frei bis zum Tarim-Becken sehen. In dieser Richtung sind nur wenige Berge höher als der Paß und das Gidjek-Tal läuft fast gerade bis zum Ausgang des Kengkol. Dieses gerade Tal liegt wieder in der Streichrichtung der vertikal gefalteten Schiefer des Grundgebirges. Es konnte festgestellt werden, daß auch dieses Tal seinen Platz und seine Gestalt einer Bruchlinie verdankt. Der Bruch wird auch hier von starken Schichtstörungen verraten. Besonders der untere Teil des Tales ist an zerbrochenen und verworfenen kleinen Schollen reich, was im Landschaftsbild durch abwechslungsreiche Felsen zum Ausdruck kommt. In einer meiner früheren Abhandlungen (S. Literaturnachweis i. Jahrb. XXXIII. Nr. 13) betrachtete ich den hier gefundenen grünen brekzienhaltigen Sandstein als ein Glied des Grundgebirges (Gestein Nr. 2—112). Nach der späteren petrographischen Untersuchung aber, die auch durch den Vergleich mit den Querschnitten von mehr entfernt liegenden Gebieten bestätigt wurde, gehört dieses Gestein zu den Deckschichten. Die Gestalt der über dem Gidjek-Tal liegenden Felsen weist an mehreren Stellen darauf hin, daß auf den Berggipfeln früher das ganze Gebiet von dem Tibeter-oder Angara-Sandstein einheitlich bedeckt wurde.

Die Bruchlinie im Gidjek-Tal bildet die südliche Grenze des *Pittik-Tau.* Dieser nördliche Nachbar des verhältnismäßig niedrigen abgesunkenen Gidjek-Tau ist, obwohl er am Rand des Tarim-Beckens liegt, viel höher. In seiner Mitte ragt eine Scholle stark über ihre Umgebung hervor, deren Höhe nur wenig unter 5000 m bleibt. Deshalb sind an seiner Nordseite ansehnliche Gletscher zu sehen. Die Berge der Südecke des Pittik-Tau, die über dem Kisiltschiken und Suget-Tar liegen, zeigen die Struktur stark gegliederter verworfener Schollen. Die in Abb. 125 dargestellte Struktur zeigt eine Grabensenke (zwischen den zwei Querschnitten). Sie bildet die Ergänzung der großen Bruchlinie des Merki-Tales. Der Ein-

sturz wird in der Grabensenke nicht nur durch die tief eingestürzte und deshalb auch heute bestehende Tafel des Tibeter Sandsteins bewiesen, sondern auch dadurch, daß diese Sandsteintafel eine sanft gewellte Faltung erlitt, was auf der sonst ungefalteten Tafel stark auffällt. Die geologische Struktur des Gidjek-Tales beweist zweifelsohne, daß auch die Grundmasse des Pittik-Tau aus den zum Devon gehörenden schwarzen Tonschiefern besteht.

Das Grundgebirge des Pittik-Tau konnte in dem vom vorher erwähnten, mit Schnee bedeckten, felsigen Berg gegen Westen hinunterführenden Otrake-Tal und im gegen Osten hinunterführenden Ordolon-Tal erfoscht werden. Die großen Gletscher der felsigen Schneeberge des Pittik-Tau werden auch vom Ordolon verraten, da im Juli 1909 seine große Wassermenge unseren Weg fast versperrte.

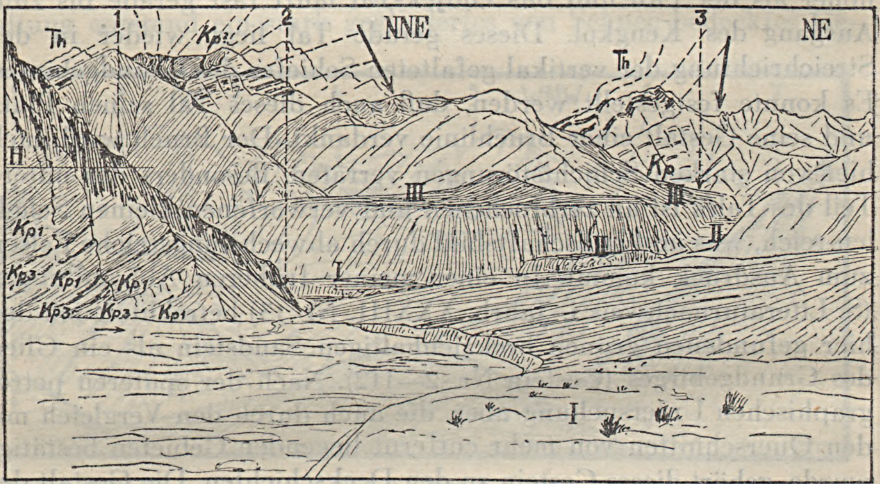


Abb. 125. Das Kisil-Tschirken Tal an der Südseite des Pittik-Tau. 1: Die Schlucht des Tschimgen-Darja (des vereinigten Merki und Karatsch). 2: Die Mündung des Kisil-Tschirken. 3: Djaman Tal, ein Nebental des Kisil-Tschirken. In der Richtung NE der Weg zum Paß Gidjek. — Kp_1: Schwarzer Tonschiefer. Kp2: Sandsteinschiefer. Kp3: Kristallkörnige Kalklager. Th: Tibet-Sandstein. Die Pfeile deuten auf die Verwerfungen der Stufenschollen hin. I—III: Diluv. Terrassen. Im Vordergrund der Tschimgen-Darja.

Der Ordolon fließt in einer Höhe von 2080 m in den Kengkol. In der Nähe der Mündung befindet sich der Kitschik-Karaul, in der Richtung des Tarim-Beckens das kaum 6 km lange Igisjar-Tal. Aus diesem fließt der Kengkol in das Tarim-Becken. In einer Höhe von 1600 m wird sein Wasser in Berieselungskanälen aufgefangen. Östlich vom Kitschik-Karaul befinden sich nur niedrige Berge, kahle felsige Hügel. Zwischen ihnen fällt das trockene Tal Muk-

Terek gegen den Kengkol ab. Die Faltung des schwarzen Tonschiefers hat hier eine Antiklinale von 260—80° Streichrichtung, welche quer vom schluchtartigen Graben des Kengkols durchschnitten wird. Der Tonschiefer wechselt auch hier wie im Gidjek-Tal oft mit grünlichen Phyllit-Schichten ab. Die Tonschiefer-Faltung ist bis zur Mündung des Atschik-Su, also bis zum 2600 m hohen Punkt des Ordolon-Tales zu verfolgen. Ich konnte aber in dieser Talstrecke wenig erkennen, da es schon dämmerte.

Ring um die Mündung des Atschik-Su sind die breiten Tafeln der jüngeren Deckschichten zu finden. Hier ist also das Grundgebirge ziemlich tief eingesunken.

An der Westseite des Pittik-Tau, im Otrake-Tal, scheint das Grundgebirge einheitlich aus Serizitschiefern zu bestehen. Das

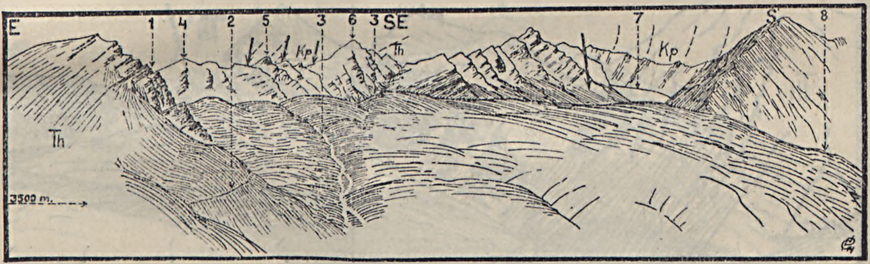


Abb. 126. Das Antlitz des Pittik-Tau. Im Vordergrund der Paß Köl-Tüsdüm-Bel (3500 m). 1: Terek-Ketschü Hochfläche. 2: Der Saumweg nach dem Terek-Ketschü und dem Kisil-Bel. 3—3: Das Tal und der Bach des östlichen Pittik-Gletschers. 4—5—6: Berge, an der Abb. 275 a—b mit den gleichen Ziffern gezeichnet. 7: Der westliche Pittik-Gletscher. 8: Westl. Pittik-Bach. — Kp: Kwenlun-Schiefer. Km: Karbonkalkstein. Th: Tibet-Sandstein. Die Pfeile deuten die Hauptverwerfungen, und zwar die eingesunkenen Schollen zwischen den beiden Hochgebliebenen an. In der Mitte des Bildes weite Grundmoränen der Burkhan-Zeit.

Gestein (Nr. 2—107) zeigt im allgemeinen eine westliche Streich- und eine nördliche Fallrichtung. Es wurde in kleinere Schollen zerrissen. Das junge Alter des Aufbruches wird dadurch bewiesen, daß diese Bruchstruktur einen unmittelbaren Einfluß auf die Orographie ausübt. Stellenweise machen steilere Bergwände und sogar Felswände das Landschaftsbild abwechslungsreicher; diese stellen umgekippte Schollen dar. In einer Höhe von 2950 m befindet sich der heilige Ort Artscha-Masar. Nicht viel weiter oben finden wir eine auf die abgeschorene Fläche des Grundgebirges gelagerte graue, aus mächtigen Bänken bestehende, stark kalkhaltige Sandsteintafel, die im ganzen ungefaltet, jedoch in kleinere Stücke zerbrochen und infolgedessen unregelmäßig verworfen ist. Von hier

streckt sich diese Sandsteintafel bis zur Mündung des Atschik-Su im Ordolon-Tal in einer Breite von etwa 20 km aus.

Als ich aus dem Otrake-Tal auf den Költüsdüm-Bel (3934 m) gelangte, fand ich einen breiten Bergrücken vor mir. Im Hintergrund liegen in südöstlicher Richtung felsige Schneeberge und Gletscher (Abb. 126). Die Bäche der Pittik-Gletscher laufen in südlicher Richtung auf einem breiten Moränenfeld ab. Der Schollen-Charakter der Struktur der felsigen Schneeberge kommt deutlich zum Ausdruck. Falls mich die charakteristischen Farben und Verwitterungserscheinungen der einzelnen Gesteinsgruppen nicht irre geführt haben, konnte ich folgendes feststellen. Am Aufbau

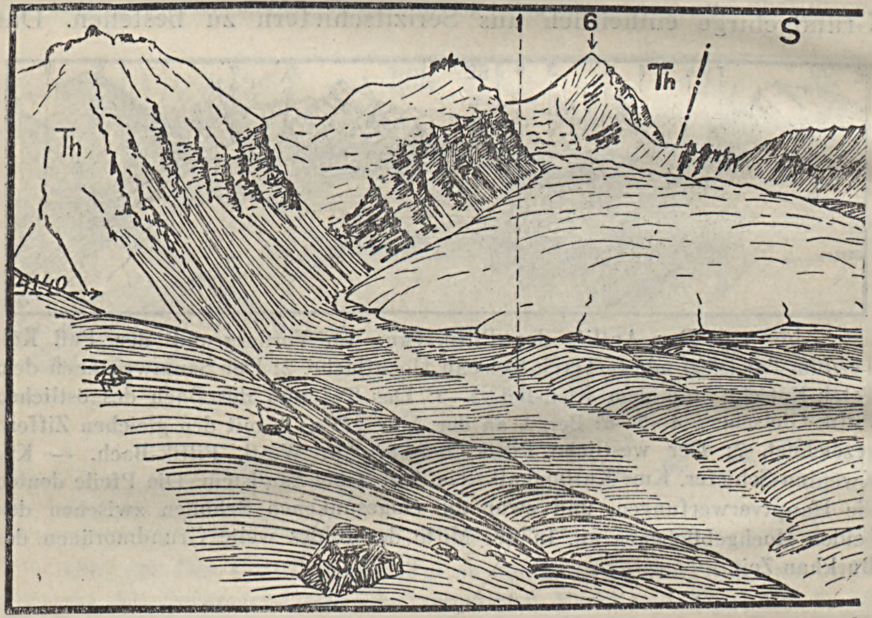
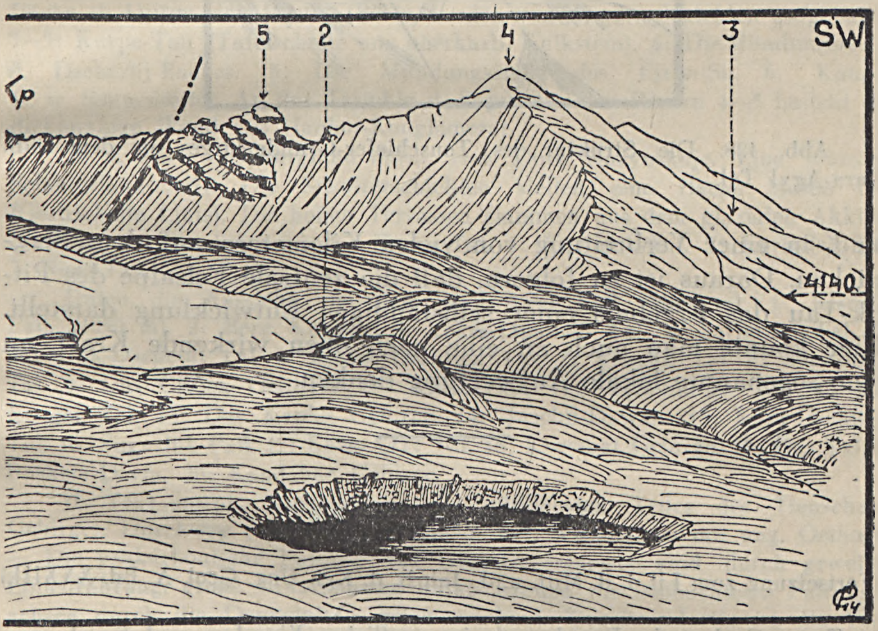


Abb. 127. a—b. Das Bild des Pittik-Tau von der Seitenmoräne der Burkhan-Zeit (4140 m) gesehen. In der Mitte der Terek-Ketschü Gletscher. 1: Östl. Terek-Ketschü Bach. 2: Westl. Terek-Ketschü Bach. 3: Das Tal des östl. Pittik-Gletschers. 4—5—6: Berge mit gleichen Ziffern an d. Abb. 126. Kp, Th: S. Abb. 126.

der felsigen Schneeberge haben auch die schwarzen Schiefer des Grundgebirges teilgenommen. Hinter dem westlichen Pittik-Gletscher sind wahrscheinlich die gefalteten Schichten der schwarzen Tonschiefer zu sehen. Aus diesen kam ein gleichmäßig hoher, von wenigen Felskanten unterbrochener eisiger Grat zustande. Berg Nr. 5 zeigt Kalksteinbänke, die eine Bildung der Karbon-Transgression sein müssen. Diese aus älteren Gesteinen entstandenen

Schollen liegen offenbar zwischen Brüchen, zwischen den Schollen der jüngeren Gesteine. Die jüngeren Gesteine werden vom grauen Kalk-Sandstein und vom von weiten sichtbaren roten Handelstandstein vertreten. Erstgenannten bildet den Fuss der Berggipfel Költüsdüm-Bel und Terek-Ketschü, letztgenannter ist das Gestein der höchsten Berggipfeln des Pittik-Tau.

Noch deutlicher ist die Tektonik in Abb. 127 a—b zu sehen. Diese Skizze wurde von der Nordseite der felsigen Schneeberge des Pittik-Tau gezeichnet. Daraus ist zu ersehen, daß der Kern des hoch emporragenden felsigen Schneeberges von einem auffallend dünn geschichteten, sehr steilen schwarzen, offenbar schie-



ferigen Gestein (Kp) aufgebaut wird. Dieser Bergteil wird von den für den schwarzen Tonschiefer charakteristischen, von den Kirgisen überall Karakorum genannten schwarzen Schutthängen fast bedeckt; sie können auch vom darüber liegenden Firn nicht ganz verborgen werden. Die glatten Schuttabhänge ragen fast bis zum Grat empor. Berg Nr. 5 zeigt in dieser Skizze die mächtigen Bänke des Karbonkalksteins viel deutlicher als die vorher genannte Bildung. Östlich davon weisen die an die früheren Schollen gelehnten Rotsandstein-Bänke des Hauptberges zweifelsohne auf eine schollenartige Bruchstruktur hin.

Die zentrale Masse des Pittik-Tau hat demnach die Struktur

eines zerstückelten Ruinen- und Schuttberges. Nachdem die durch die große epirogene Hebung erhobene Masse in der Richtung des Tarim-Beckens stufenartig abbrach, kamen hier solche Trümmer zustande, in denen die Blöcke der vier übereinander liegenden Gesteinsgruppen nebeneinander gelangten. Das Äußere des Gebirges beweist unzweifelbar das ganz junge, also spättertiäre Alter der Struktur. In der Struktur des felsigen Schneeberges vom Pittik-Tau ist dies ein eigentümlicher Zug, weil er sich in einem verhältnismäßig engen Gebiet befindet. Rings um ihn liegen die Tafeln des grauen Sandsteins, welche älter als der Rotsandstein

Abb. 128. Die Struktur des Tonschiefer-Grundgebirges in dem südl. Kara-Agyl Tal.

sind, in einer Verbreitung von vielen Kilometern auf dem Bergrücken. Daraus ist zu folgern, daß die zentrale Felsalpe des Pittik-Tau das Ergebnis einer selbständigen Entwicklung darstellt. Hier konnte man auch an eine nach oben wirkende Kraft, an eine sogenannte lokale Aufwerfung denken.

LITERATURNACHWEIS.

(Fortsetzung zum Lit. i. d. Mitt. a. d. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. A. Bd. XXXIII.)

34. Terra. Geologische Forschungen im westlichen K'un-Lun und Karakorum-Himalaya. Berlin. 1932.
35. Margerie. L'oeuvre de Sven Hedin et l'orographie du Tibet.-Bull. de la Sect. Géogr. du Com. des Trav. hist. et scientif. 1928.
36. Leuchs. Geologie von Asien. Berlin. 1935 u. 1937.
37. Gregory. The structure of Asia. London. 1929.
38. Kropotkin. The orography of Asia.-Geogr. Journ. XXIII. 1904.
39. Argand. La tectonique de l'Asie.-Comp. Ren. Congr. Géol. I. XIII. Bruxelles. 1924. Vol. I.
40. Klebelsberg. Beiträge zur Geologie West-Turkestans. Innsbruck. 1922.
41. Prinz. Zentralasiatische Landschaftstypen.-Földr. Közlem. 1939.
42. Prinz. Die Auswirkung des Grundgebirges auf das Landschaftsbild. — Bul. Int. Soc. Hongr. Géogr. LXIX. 1941.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15007
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

ERLÄUTERUNGEN ZU DEN TAFELN I—VIII.

I. Oben das Bild des östl. Sujok Tales. In der Richtung SW der Stantscharek-Berg und nach W zu eine andere Kalksteinklippe. Beide sind Stücke einer wagerechten hellgrauen Oberkarbontafel, die durch zwei Pfeilen gekennzeichnet ist. (Km: Oberkarbon. A: Angara-Sandstein. Ok: Olivinkersantit). Die Karbonklippen sind durch Angara-Schichten bedeckt. 1: Dscherüj-Hochfläche. 2: Djitim-Hochfläche. (Beide werden von Angara-Schichten aufgebaut). 3—3: Kurpe-Tau (Tafelscholle aus oberkarb. Kalkstein). 4: Die Mündungsstelle d. Dscherüj-Baches. 5: Die Mündungsstelle des Ejran-Su. 6: Kungej (s. w. Sonnenseite). An der Talsohle d. Sujok zw. den Pfeilen 4—5 besteht die dickbankige Wand aus Hanhai-Konglomerat.

In d. Mitte das Bergland nördl. vom Dorf Narynskoje. Eine pliozäne Schotterlandschaft. Die Schotterschichten stellen eine flache Mulde dar (Gestrichelte Linie). Die hoben Terrassen stammen aus dem glazialen Akkija-Stadium. Im Vordergrund das Naryn-Tal. 1: Kurterek-Tal. 2: Körbulak-Tal. 3. Nura-Tau.

Unten die Aussicht von dem Kara-Agyl Paß (3960 m). 1: Kismak Paß. (4090 m). 2: Berg Kundus. 3: Tekes-Dscheilö Tal. 4: Sarimiles Tal. 5: Schorluk-Dscheilö Tal. 6. Kösten-Dschilga Tal. 7: Kismak Tal. 8: Begdjurtu Tal. 9: Das Gidjek Gebirge. 10: Pittik-Tau. 11: Tschumbus Tal. 12—12: Kengol Tal. 13: Das Kapka Gebirge. 14: Jaschil-Dawan. 15: Kara-Dschilga Tal. 16: Sugurluk Paß. 17: Kara-Agyl Tal. 18: Kuromat Gebirge. 19: Das Tal d. Raskem-Darja. 20: Kandahar Gebirge.

II. Tekt.-morph. Kartenskizze des südlichsten Teiles des Tienschan-Gebirges. Durchweg eigene Aufnahmen d. Verf. Ortsnamen mit ung. Orthogr. — Die präkarbonische Faltung und Grundgebirgsreste sind durch gewellte Linienführung, große Granitmassen durch Kreuze, die beobachteten Faltungsachsen durch die Doppelpfeile gekennzeichnet. Ziegelwandartig ist die Verbreitung der oberkarbonischen Transgressions-Tafeln dargestellt. Sehr dünne gerade Linien und dazwischen feine Punkten bezeichnen die Angara-Schichten. Schwarz: Eruptivgesteine. Starke Punkte bedecken das Gebiet der roten Wüste, also der Hanhai-Schichten, schwache Punkte das des jetzigen Badlands, also der diluvialen Schotter- und Sandaufhäufungen. Die Hauptverwerfungen sind durch dicke Linien mit Fallrichtung angegeben. Sie sind die Hauptfaktoren des Landschaftbildes. Die ganz wichtigen Querbrüche sind durch starke Linien aber ohne Zacken gekennzeichnet. Angegeben ist die beobachtete pleistozäne Vergletscherung (Burkhan-Stadium) durch unruhig geführte starke Linie und die größeren Moränen dieser Zeit durch M-Zeichen. Vám im Karakoin-Tal beißt Zollwache.

III. — Erste Abbildung: das Bild des Kurpe-Tau. Nordseite. Im Vordergrund das Arpa-Syrt. 1: Kusguntasch-Tal. 2: Der Berg Kisyltübe. 3: Kusguntasch-Berg. 4: Nördl. Sujok-Tal und der Tschongtör-Gletscher. F: Phyllit und

krist. Kalkstein präkarbon. Alters. Kp: Schwarzer Tonschiefer mit Marmorlagern. Km: Oberkarbon. hellgrauer, dickbankiger Transgressionskalkstein. D: Diabas. Starker Pfeil: Hauptverwerfung. H: Hanhai-Sandstein und Konglomerat in kleinen Stücken zum Gebirgsrand angeheftet aber meistens überdeckt durch riesige Moränen des Burkhan-Stadiums. Vorne Schottersteppe.

Zweite Abbildung. Das Sujok-Gebirge mit der Hauptwasserscheide des Naryn, Tarim und Kara-Darja. Die russich-chinesische Grenze ist durch kleine Dreiecke gekennzeichnet. 1: Paß (3900 m) zwischen dem Kogart-Sujok und Tojun-Sujok. 2: Djitim-Bel. 3: Übergangstelle zum Kogart-Sujok nach Fergana. 4: Sujok-Berg mit Nischengletschern. 5: Tschongtör-Berg und Gletscher. 6: Einbiegungsstelle des Arpa-Sujok Tales nach Osten.-Aussichtspunkt der Paß (3990 m) zwischen d. Arpa-Sujok und d. Kogart-Sujok. — Im Osten (E) der hohe Schneeberg ist der Eckpfeiler des Kurpe-Tau. Kp: Präkarbon. Schieferkomplex stark gefaltet. Spd: Spilitdiabas (Nr. 2—135). Oben die Punktlinie deutet die tertiäre Rumpffläche an. Im Tale deutliche Spuren der diluv. Vergletscherung.

Dritte Abbildung. Das Ulugart Tal. Aussichtspunkt: Dschol-tschu-mojnok (2640 m), auf d. Tafel IV in d. NW. Ecke über d. Kote 3175 hinter dem Ausgangstor des Ulugart am Rande des Tarim-Beckens. (1). 2: Tschebitsch-Kol. 3: Die Richtung des Atojnok-Passes. 4: Artschalajrik Tal. 5: Tamduk Tal. 6: Aktasch Tal. 7: Depschitalas-Karatök Tal. 8: Ulugart Tal, Saumpfad in der Richtung des Ulugart-Passes Hedin's. Klp: Kloritschiefer, Gp: Gabbroschiefer, mit den Artschalajrik- Schlucht.- SW: Die Riesen des Atojnok-Gebirges. Die punktierte Linie deutet die Sohle des prädiluvialen (od. altdiluvialen d. Akkija-Stadiums) Tales als Fortsetzung des Rückens an der Artschalajrik-Schlucht an. Über 200 m mächtig liegt hier Schotter. Im Vordergrund Hauptterrasse d. Burkhan-Stadiums. Im tiefen Bette des Ulugart Auenwäldchen. sonst Halbwüste.

IV. Tekt.-Morpholog. Kartenskizze des mittleren Teiles des Bolor-Tag. Die Zeichenerklärung s. unter Taf. II. Die Nadelwälder sind außerdem durch kleine schwarze Kegeln. die Grassteppen durch Büscheln gekennzeichnet. Nicht nur die Eruptiva, auch die Seen sind schwarz dargestellt.

V. Tekton.-Morpholog. Kartenskizze des westlichen Teiles des Bolor-Tag. Am oberen Rand der Skizze bezeichnen die kleinen Ringe das Gebiet des Aigart-Konglomerates. Sonst s. die Zeichenerkl. unter Taf. II.

VI. Oben das Bild der Ostwand des Berges Kungurtübe. Im Vordergrund der Koksel-Gletscher. Aussichtspunkt 3550 m.

Unten das Bild des King-Tau von dem Kiakbaschi-Pamir aus einer Höhe v. 3810 m. (Camp 25—26. VI. 1909.) 1: Fluß Karaart. 2: Ojürma-Bel 4070 m. 3: Berg Markan-Ata. 4: Karaart-Schlucht. 5: Schotterinsel des Kibakbaschi-Pamirs. 6: Ein Ast des breiten Trockentales des Kiakbaschi-Pamirs. Gr: Granit, Gn: Gneiß. F: Krist. Schiefer und Phyllit-Gruppe, Km: Die auffallend wagerechten oberkarbonischen Transgressionstafeln des Markan-Ata.

VII. Tekton.-Morpholog. Kartenskizze des nordwestlichsten Ausläufers des Kwenlun-Systems. Zeichenerkl. unter Taf. II. I bezeichnet die Linie des Querschnittes der Abb. 109. und II die der Abb. 110. Es sind noch die Oasen durch kleine Ringe, die Grassteppen durch kleine Büscheln dargestellt.

VIII. Isohypsenkarte mit den Hauptverwerfungen des Schollengebirges im Osten des Fergana-Beckens (Alaiku-Gebiet und Fergana-Gebirgskette).

TARTALOMJEGYZÉK. — INHALT.

A turkesztáni főmedencéket elválasztó hegységek földtani építménye és arculata. (A német szöveg összefoglaló részeinek kivonata.) 3 (207)

Bau und Bild der turkestanischen Scheidegebirge zwischen dem Tarim- und Fergana-Becken 57 (261)

Einleitung 57 (261)

1. Der östliche Bruchrand des Fergana-Beckens 59 (263)
2. Der Nordrand der Kaschgarer Bucht des Tarim-Beckens 79 (283)
3. Der Kurpe-Tau 95 (299)
4. Das Große-Narin-Becken. 102 (306)
5. Alaiku 131 (335)
6. Die Fergana-Gebirgskette 150 (354)
7. Der südwestliche Rand des Tarim-Beckens vom Kisiljart bis Jarkand 159 (363)
8. Das Karateke-Gebirge 180 (384)
9. Die Gebirgszüge des Bolor-Tag und die dahinter liegenden Pamire 190 (394)
10. Der Kungur-Tübe 217 (421)
11. Das Üssen-Gebirge 220 (424)
12. Das Westende des Kwenlun-Bergsystems 228 (432)

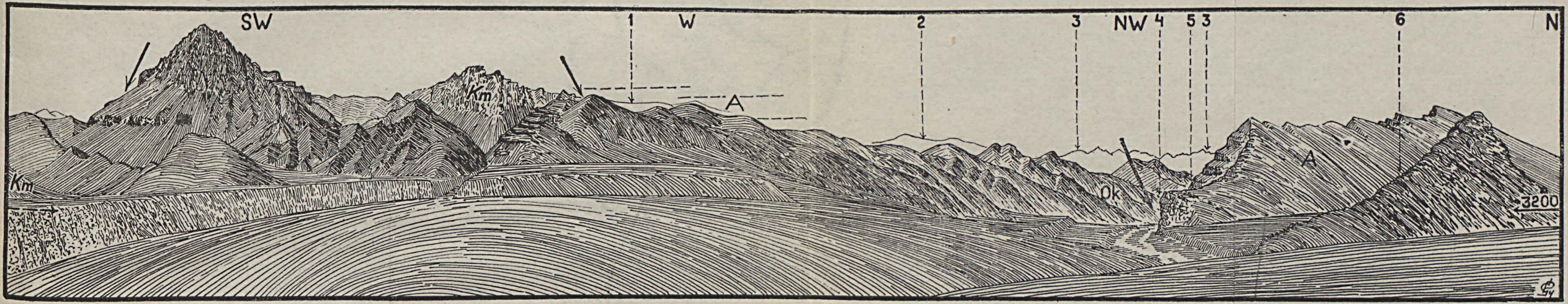
Literaturnachweis 260 (464)

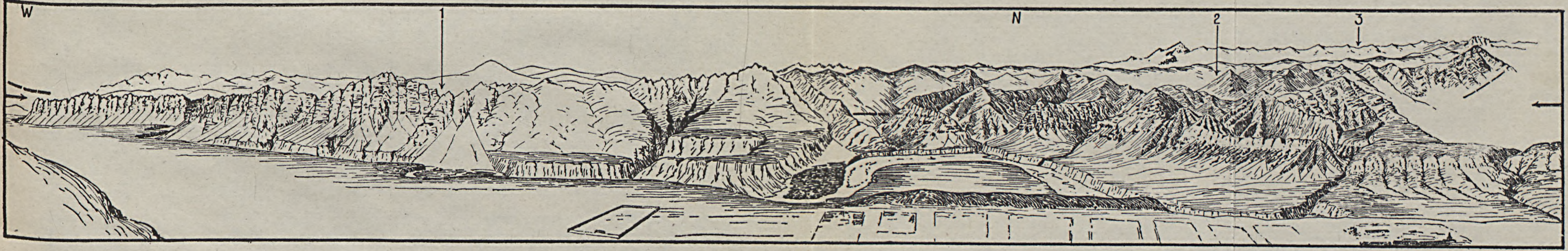
Erläuterungen zu den Tafeln I—VIII. 261 (465)

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15007

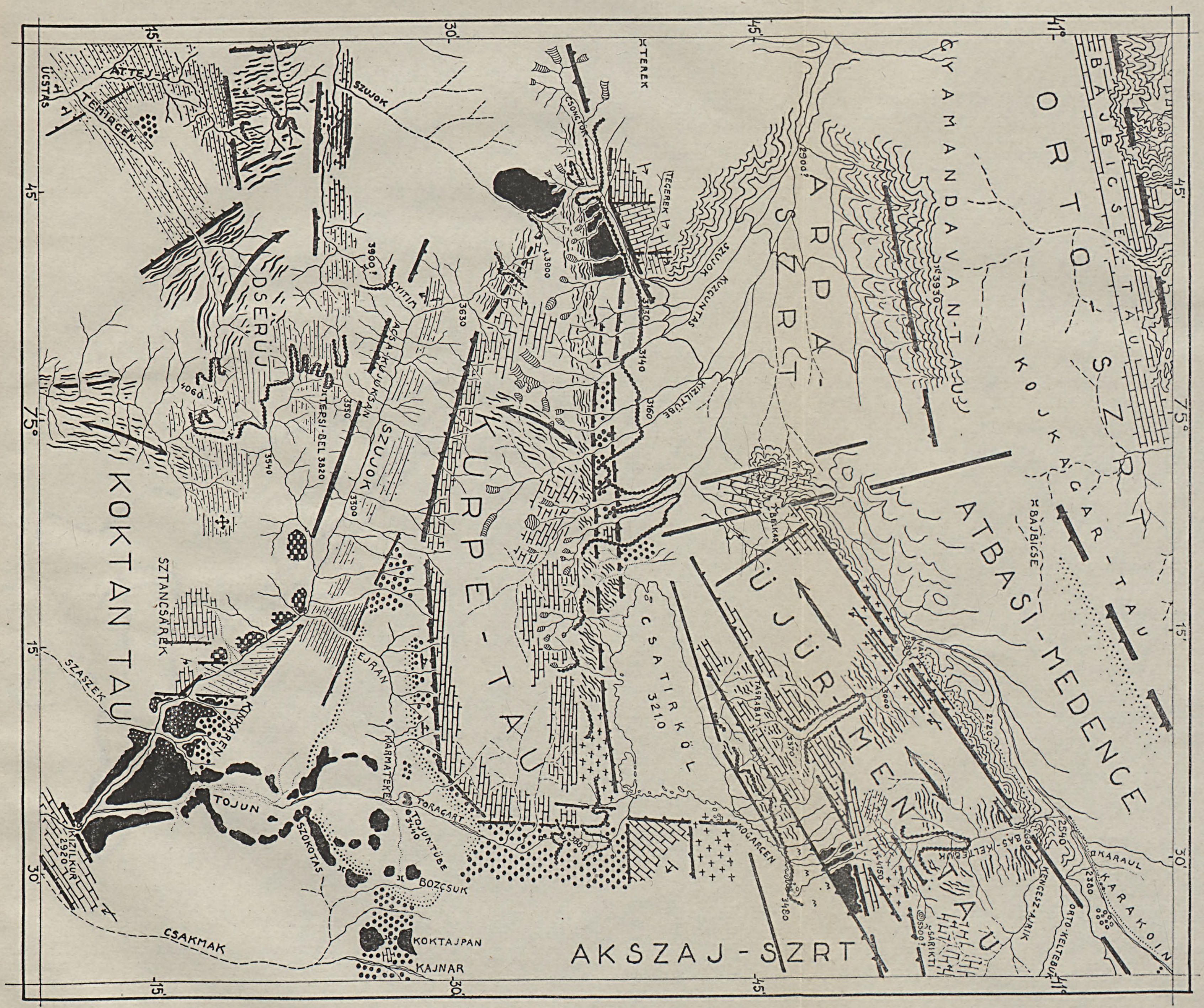
Felelős kiadó: Dr. Prinz Gyula.

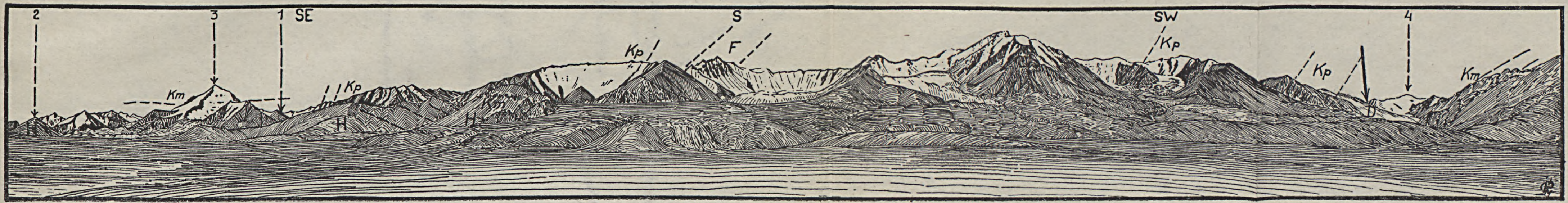
DUNÁNTÚL PÉCSI EGYETEMI KÖNYVKIADÓ ÉS NYOMDA R. T. PÉCSETT.
A nyomdáért felelős: Mészáros József igazgató.

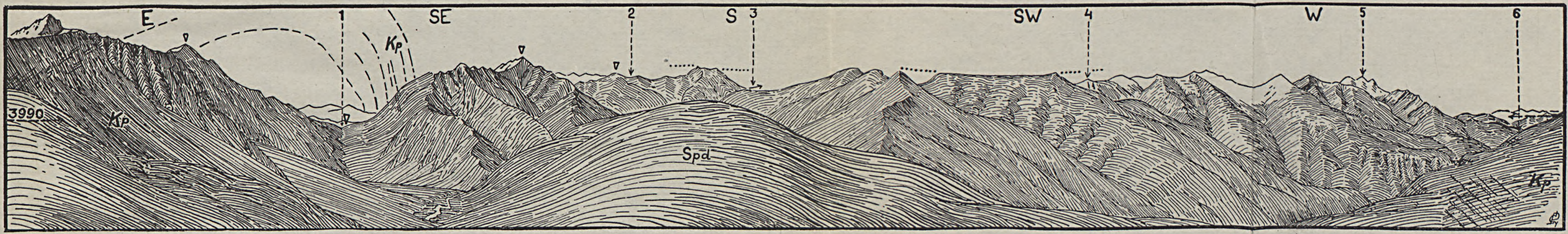


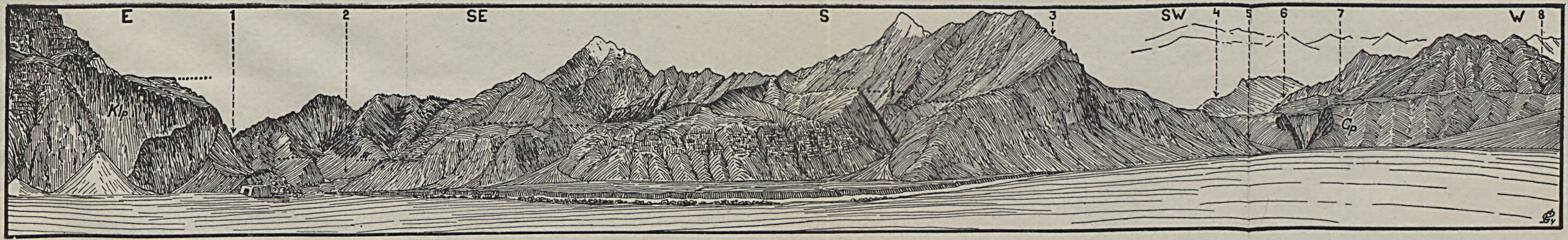


POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII


KOKTAN TAU
KURPE-TAU
ARPA-SZRT
ORTO-SZRT
ATBASI-MEDENCE
ÜJÜRMEN-TAU
AKSZAJ-SZRT
GYAMANDAVAN-TAU
KOJKAGAR-TAU
BAJBICSE-TAU
DSERUJ
SZUJOK
TEREK
CSATIR KÖL
3210
SZTANCSAREK
SZASZEK
TOJUN
CSAKMAK
KOKTAJPAN
KAJNAR
BOZCSUK
KARAKOIN
KARAUL
TORACAR
TOJUNTÜBE
SZOKOTAS
KIZILKUR
KIZILTÜBE
KUZGUNTAS
AKSAI
SZARIKTI
ORTO-KELTEBUK
KENCESZ-ARIK
KOGARCEN
KARMATEKE
KINKAREN
TEMIRCEN
ATTEJ
ÜCSTAS
BAJBICSE
75°
45'
30'
15'
41°

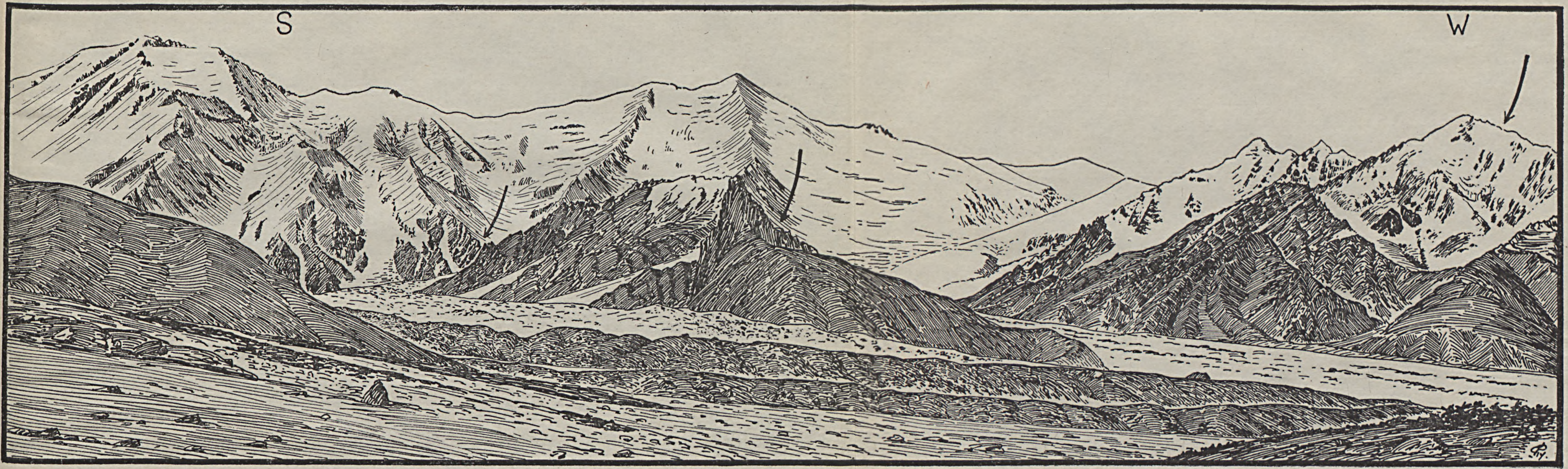

2
3
1
SE
S
SW
4
Km
Kp
H
F
D

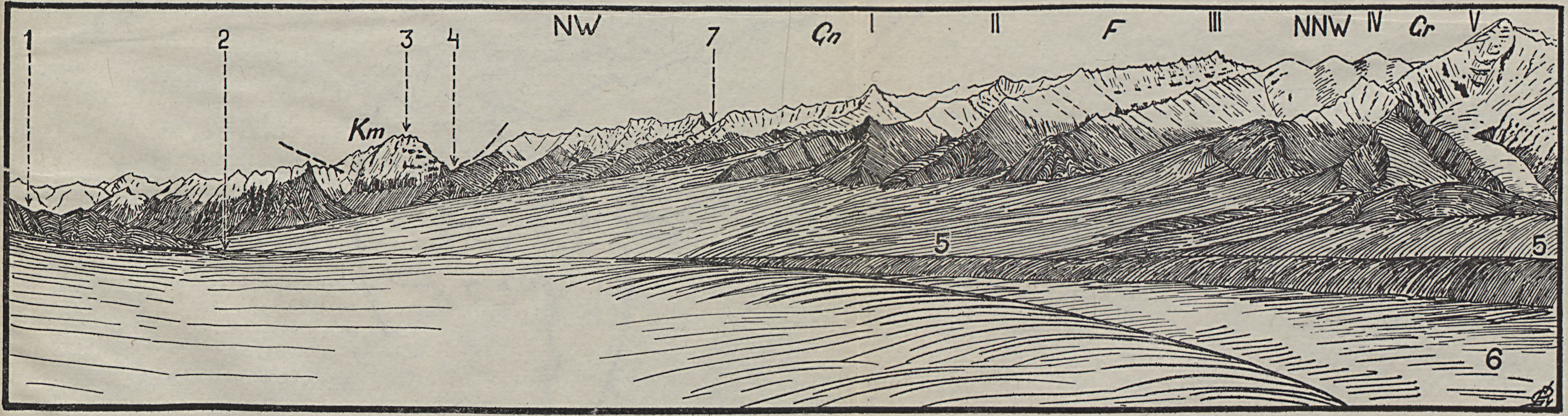

E
1
SE
2
S
3
SW
4
W
5
6
Kp
3990
Spd


E
1
2
SE
S
3
SW
4
5
6
7
W
8
Kp
Cp

39°
5'
10'
15'
39
ULUGART-B.
BÖRKÖS
ARTSCHAL-AJRYK
ATOJNOK-P.4195
KARATSCHUGE
DJAMANDARA
AJR
ATOJNOK
ARCOS
55'
ATOJNOK-CL.
NOPCSA-CL.
SVER-KOL
KROSCHEILÖ
ATOJNOK TAU
XXXIV 6270
BÖRKÖS-CL.
SVER
TSCHEKYR
SARCALANC
DJACOS-P.4085
KURUK-TSCHOTSCHIL
KURS
TUJUK
ARTSCHALU
SCHAKRACIL-CL.
BEKTARCAGAK-CL.
DJACOS-CL.
GR.-TSCHEKYR 6730
DJACOS-TÜBE 6550
TUMAN-TSCHI
ARTSCHALU-MASAR 3610
TÜB-TAU
TSCHAKRACIL SEE
45'
GES-TAR
TARBASCHI
KOKMOJNOK 3565
UTSCHKEPE 3090
KOKMOJNOK-CL.
MANASBULAK-CL.
AKKORUM-CL.
TARBASCHI-CL.
KOKSEL-CL.
KUNGURTÜBE
KUNGURTUBE 7664
40'
75°
BULUNKUL
20'

74°
39°
KING-TAU
KÜRKKUH
FIRN FELD
MINTEKE TAU
KOSCHOJ-CL.
KOCRIM-CL.
MUSDU-CL.
AKSAI-CL.
SURSIL-CL.
KING-CL.
MACHATSCHEK-CL.
BULUK-CL.
ULUCART-CL.
ATSCHIK-SU
KIAK-BASCHI
TUSCHKENTASCH
KEENSCHUWER
TEKELE
KOKSAI
DJANBULAK
TOKSOWAI
MUK-KARAUL
DJURMA-BEL
KOSCHBEL
TSCHALKODU
TSCHALKODU-BEL
MAMASCH
KUR-TSCHIMGEN
AKTAMAN-CL.
DEMTÖR-CL.
KOLSU

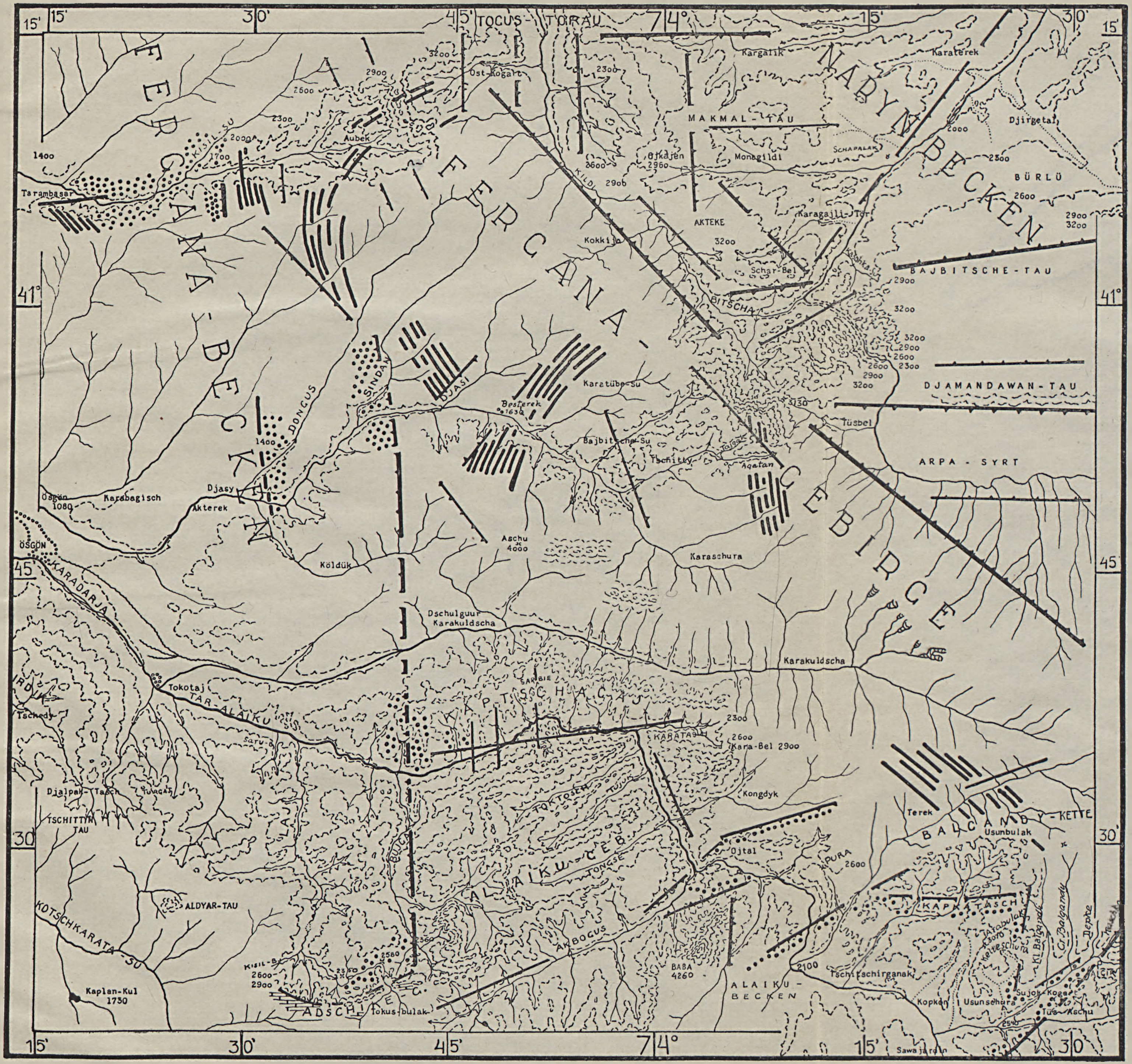

S
W


1
2
3
4
Km
NW
7
Gn
I
II
F
III
NNW
IV
Cr
V
5
5
6

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT * DANZIG *
BIBLIOTHEK

Prinz. Bolor. Mitt. a. d. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Anst. Bd. XXXV. Taf. VII.

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT DANZIG
BIBLIOTHEK



FERGANA-BECKEN
FERGANA-GEBIRGE
NARYN BECKEN
TOCUS-TORAU
MAKMAL-TAU
BAJBITSCHE-TAU
DJAMANDAWAN-TAU
ARPA-SYRT
BALCANDY-KETTE
ALAIKU-BECKEN
ALDYAR-TAU
KOTSCHKARATA-SU
KARADARJA
TAR-ALAIKU
Karakuldscha
Tarambasar
Djasy
Akterek
Köldük
Karabagisch
Tokotaj
Kaplan-Kul 1730
Aschu 4000
Karaschura
Kongdyk
Terek
Usunbulak
Ojtal
BABA 4260
Tüsbel
Kargalik
Karaterek
Djirgetal
BÜRLÜ
AKTEKE
Kokkija
Schar-Bel
Karatübe-Su
Besterek
Bajbitsche-Su
Aubek
Ost-Kogart
Monagildi
Kara-Bel 2900
Tokus-bulak
Kopkon
Usunschura
Sawajardin
15' 30' 45' 74° 41° 45' 30'

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT • DANZIG
BIBLIOTHEK

BIBLIOTEKA
KATEDRY NAUK O ZIEMI
Politechniki Gdańskiej